



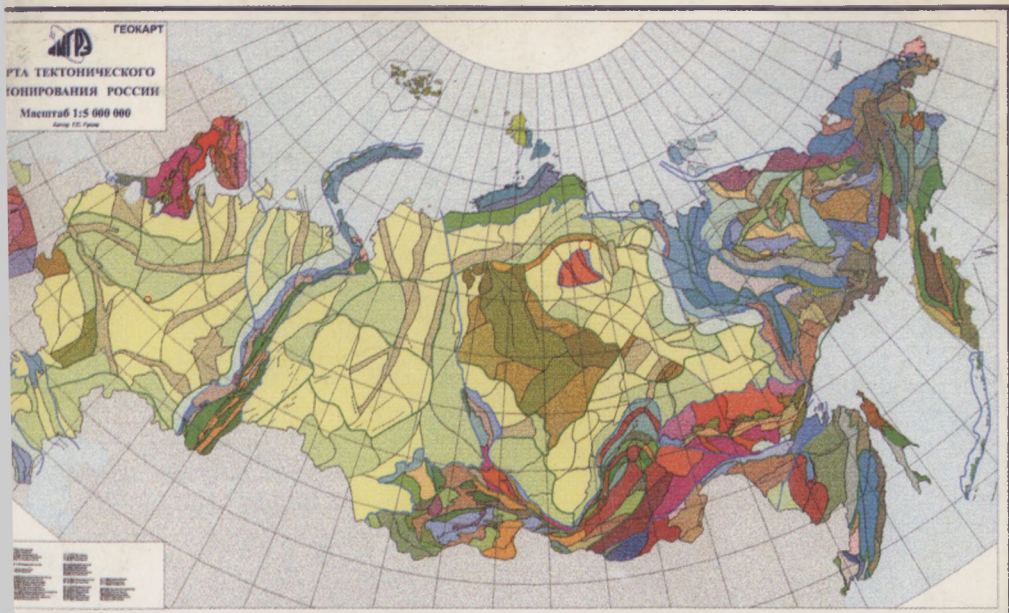
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ
И ГОРНЫХ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

МАТЕРИАЛЫ
СБОРА

МОСКВА

000

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ. ТЕКТОНИКА РОССИИ



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

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ. ТЕКТОНИКА РОССИИ

Материалы

XXXIII Тектонического совещания

МОСКВА
ГЕОС
2000

ББК 26.3
Т 31
УДК 549.903.55(1)

**Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы
XXXIII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2000. – 648 с.
ISBN 5-89118-114-2**

**Материалы совещания опубликованы при финансовой под-
держке Российского фонда фундаментальных исследований.**

Ответственный редактор
Ю.В.Карякин

На обложке: Карта тектонического районирования России. Автор Г.С.Гусев

ББК 26.3
Т 31
ISBN 5–89118–114–2

© ГИН РАН, 2000
© ГЕОС, 2000

ПРОГРАММА
XXXIII Тектонического совещания
"Общие вопросы тектоники. Тектоника России"

1 февраля

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ

10⁰⁰ – 13³⁰. Утреннее заседание (аудитория 611)

Леонов Ю.Г. – вступительное слово

1. *Милановский Е.Е.* Мобилистская гипотеза Вегенера и ее судьба в развитии геотектоники в 20 веке (к 120-летию со дня рождения Вегенера)
2. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А., Пуцаровский Д.Ю., Руженцев С.В.* Глубинная тектоника Земли
3. *Добрецов Н.Л.* Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации
4. *Леонов Ю.Г., Перфильев А.С.* Тектоническая природа границы Моховичича
5. *Чехович П.А.* Тектонические палеорекострукции на основе методов высокоразрешающей стратиграфической корреляции. Старые проблемы и новые возможности

14³⁰ – 18⁰⁰. Вечернее заседание

1. *Шарков Е.В., Богатиков О.А.* Эволюция тектоно-магматических процессов на Земле и на Луне: сходство и различия
2. *Левин Б.В.* Об астрономической компоненте тектонической силы
3. *Короновский Н.В., Герасимов И.А., Кобаев А.В., Киквадзе Г.М., Колесова Е.А.* О пределах возможного увеличения радиуса Земли в геологическом прошлом на основе анализа эволюции системы Земля-Луна
4. *Красовский С.С., Красовский А.С.* Астеносфера и тектогенез

Обсуждение докладов

2 февраля

СЕКЦИОННЫЕ ЗАСЕДАНИЯ

Секция А. Тектоника, геодинамика докембрия

Конвюнеры секции: Н.А. Божко, М.В. Минц

10⁰⁰ – 13⁰⁰. Утреннее заседание (аудитория 415)

1. *Божко Н.А.* Тектонические условия формирования гранит – зеленокаменных областей в позднем архее
2. *Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С.* Петрологические аспекты тектоники раннего докембрия (на примере Балтийского щита)
3. *Иванов А.А., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г., Мартынов Е.В., Козлов Н.Е.* Геодинамика раннего докембрия на европейской части Северо-Атлантического региона
4. *Сиротин В.И.* Значение сравнительной планетологии в создании моделей ранней эволюции Земли
5. *Щипанский А.А., Пухтель И.С., Самсонов А.В.* Высокомагнезиальные породы зеленокаменных поясов Карелии как индикаторы различных геодинамических обстановок
6. *Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б.* Кейвский террейн в Кольском раннедокембрийском коллизии: новые геохронологические данные и интерпретации

14³⁰ – 16³⁰. Вечернее заседание

1. *Ненахов В.М.* Модель формирования раннеархейских ГЗО
2. *Савко К.А.* Петрология и тектоническая эволюция метапелитовых гранулитов Воронежского кристаллического массива (ВКМ)
3. *Андреичев В.Л.* Геохронология докембрия Канино-Тиманского региона
4. *Сыстра Ю.Й.* Теория тектоники плит и докембрийская эволюция Фенноскандинавского щита

Обсуждение докладов

2 февраля

Секция Б. Тектоника и геодинамика Альпийского пояса

Конвинеры секции: Н.В. Короновский, В.Г. Трифонов

10⁰⁰ – 13⁰⁰. Утреннее заседание (аудитория 816)

1. *Ломизе М.Г.* Изгибы офиолитовых сутур и коллизийное течение горных масс к западу от Аравийского синтаксиса
2. *Никишин А.М.* Тектоническая история Кавказско-Скифско-Черноморского региона в мезозое и кайнозое
3. *Расцветаев Л.М.* Об определении параметров горизонтального сокращения литосферы, связанного с развитием глубинных содвиговых зон (к постановке задачи)
4. *Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* Проблемы континентальной коллизии: современный коллизионный пояс Загроса

14³⁰ – 18⁰⁰. Вечернее заседание

1. *Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А.* Новейшая геодинамика Кавказ-Загросского региона
2. *Короновский Н.В., Захаров В.С.* Колебания блоков земной коры южного края Скифской плиты (Северное Предкавказье), в связи с образованием передовых прогибов
3. *Гиоргобиани Т.В.* Коллизионные складчатые структуры Большого Кавказа
4. *Панов Д.И.* Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа
5. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Расслоение континентальной коры и выплавление гранитов в коллизионных системах

Обсуждение докладов

2 февраля

Секция В. Палеозоицы Азии и Урала

Конвинуеры секции: В.С.Милеев, С.А.Куренков, С.В.Руженцев

10⁰⁰ – 13⁰⁰. Утрениее заседание (аудитория 611)

1. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Урала в контексте плейт-тектонических реконструкций
2. Савельев А. А., Савельева Г. Н., Шараськин А. Я. Геодинамическая об-становка формирования офиолитов в герцинидах Полярного Урала
3. Самыгин С.Г. Уральский палеоокеан - время образования
4. Пыстин А.М. Тектоническая позиция и возраст эклогитов Урала
5. Тевелев Ал.В. Особенности развития магматизма и формирования складчато-покровной структуры южной части Восточно-Уральского мегаблока

14³⁰ – 18⁰⁰. Вечернее заседание

1. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Иванова Е.А. Девонские олистостромы и тектонические покровы в Сакмарской зоне Урала и проблема вулканогенного кембрия
2. Петров Г. А, Свяжина И. А., Рыбалка А.В., Мезенина З.С. Тагильская палеоостроводужная система: к вопросу о времени формиро-вания и положении палеозоны субдукции
3. Эз В.В. Проблема сочленения Урала и Тянь-Шаня в свете результатов изучения хребта Султануиздаг
4. Егоров А.С. Модель глубинного строения коллизиионного орогена уральского типа
5. Соколов В.В. Характер взаимодействия Восточно-Европейской и За-падно-Сибирской плит и место Урала в этом процессе

Обсуждение докладов

Секция Г. Окраинные моря и осадочные бассейны платформ

Конвинеры секции: *Н.А.Богданов, Ю.К.Бурлин, Э.В.Шипилов*

10⁰⁰ – 13³⁰. Утреннее заседание (аудитория 825)

1. *Богданов Н.А.* Тектоника Охотоморского региона
2. *Мусатов Е.Е.* Материковые окраины атлантического и тихоокеанского типов: геодинамические границы, сходства и различия морфоструктуры
3. *Шипилов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря)
4. *Балуев А.С., Глуховский М.З., Моралев В.М.* Геодинамическая эволюция и магматизм рифтовой системы Белого моря
5. *Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Немирович-Данченко М.М., Деев Е.В., Зиновьев С.В., Ершов С.С., Левчук М.А., Резяпов Г.И., Шемин Г.Г.* Тектоника юрского комплекса мезозойско-кайнозойского осадочного чехла севера Западно-Сибирской плиты

14³⁰ – 18⁰⁰. Вечернее заседание

1. *Гарагаш И.А.* Механизм формирования осадочных бассейнов в условиях растяжения
2. *Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.* Геодинамика мантийных плюмов, их взаимодействие с астеносферой и литосферой и поверхностное проявление в рифто- и траппообразовании
3. *Соколов Б.А., Бурлин Ю.К.* Эволюционно-тектоническая типизация нефтегазоносных осадочных бассейнов
4. *Клецев К.А., Шеин В.С., Астафьев Д.А., Кузнецов А.Г.* Плитотектоническое районирование нефтегазоносных областей России и сопредельных стран
5. *Хераскова Т.Н., Дмитровская Ю.Е., Кагарманян Н.А., Андреева Н.К.* Отражение тектонических движений фундамента Восточно-Европейской платформы в отложениях чехла Московской синеклизы

Обсуждение докладов

2 февраля

**Секция Д. Тектоника и геодинамика
восточной окраины Азии**

Конвинуеры секции: С.Д.Соколов, Г.Л.Кириллова, Е.А.Рогожин

10⁰⁰ – 13⁰⁰. Утреннее заседание (аудитория 608)

1. *Филатова Н.И., Вишневецкая В.С.* Роль тектонической дисперсии при формировании периокеанических орогенических поясов
2. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Алексютин М.В.* Верхнеюрско-нижнемеловая конвергентная граница СЗ Пацифики и проблема мезозойских палеотектонических реконструкций
3. *Корчагин Ф.Г., Маслов Л.А.* Геодинамика зоны сочленения Центрально-азиатских и Тихоокеанских
4. *Родников А.Г., Сергеева Н.А., Родкин М.В., Забаринская Л.П.* Глубинное строение переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану
5. *Константиновская Е.А.* Коллизия дуга – континент и инверсия субдукции: пример Камчатской орогенной области и экспериментальное моделирование

14³⁰ – 18⁰⁰. Вечернее заседание

1. *Рейснер Г.И., Рогожин Е.А., Харахинов В.В.* Глубинное строение и сейсмоструктура Охотии и Курило-Камчатского региона
2. *Некрасов Г.Е.* Тектоническая природа структур Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна реки Укэлят и вопросы геодинамики допозднепалозойских океанических комплексов Запада Корякского нагорья
3. *Селивёрстов Н.И.* Глубинная гидратация океанской литосферы и геодинамика северного участка Курило-Камчатской островной дуги
4. *Шевченко Б.Ф.* Глубинная структура и геодинамика зоны перехода океан-континент

Обсуждение докладов

3 февраля

**СТЕНДОВАЯ СЕССИЯ
(рекреация аудитории 611)**

3 февраля

Секция В. Палеозоицы Азии и Урала

Конвинуеры секции: В.С.Милеев, С.А.Куренков, С.В.Руженцев

14³⁰ – 18⁰⁰. Вечернее заседание (аудитория 608)

1. *Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Бабин Г.А., Руднев Н.Н., Крук Н.Н., Пономарчук В.А., Травин А.В., Выставной С.А.* Глубинные разломы и магматизм Алтае-Саянской складчатой области
2. *Гордиенко И.В., Киселев А.И.* Постколлизийный магматизм Монголо-Сибирского региона и его возможная связь с деляминацией литосферы
3. *Плотников А.В.* Основные этапы фанерозойского высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма в Алтае-Саянской складчатой области
4. *Симонов В.А., Куренков С.А., Бабин Г.А., Ступаков С.И., Лоскутов И.Ю.* Палеоспрединговые комплексы в офиолитах Алтае-Саянской области - индикаторы геодинамических процессов формирования структур Палеоазиатского океана
5. *Летникова Е.Ф., Школьник С.И.* Осадочные серии северного сегмента Палеоазиатского океана и их роль в террейновом анализе

Обсуждение докладов

3 февраля

Секция Г. Окраинные моря и осадочные бассейны платформ

14³⁰ – 18⁰⁰. Вечернее заседание

Конвинуеры секции: Н.А.Богданов, Ю.К.Бурлин, Э.В.Шипилов (аудитория 825)

1. *Сим Л.А., Постников А.В., Постников Е.В., Бачманов Д.М., Сергеев А.А.* Разломно-блоковая тектоника платформенных нефтегазоносных областей
2. *Старосельцев В.С.* Тектонический аспект формирования «косых» пачек неокома Западно-Сибирского седиментационного бассейна

3. *Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л.* Геодинамическая модель краевых прогибов глобальных УВ-носных структур
4. *Погребичкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Мусатов Е.Е., Трухалев А.И.* Тектоника зоны сочленения океан-континент в Арктическом бассейне
5. *Никонов А.А.* Схема структурной связи Туранской, Скифской и Восточно-Европейской платформ

Обсуждение докладов

3 февраля

Секция Е. Общие и дискуссионные проблемы тектоники и геодинамики

Конвинуеры секции: В.Н. Шолто, В.Г. Николаев

10⁰⁰ – 13⁰⁰. Утреннее заседание (аудитория 415)

1. *Шолто В.Н.* Актуальные проблемы современной геотектоники
2. *Красный Л.И.* Глубинные восходящие структуры и их минерагеническое значение
3. *Григорьянц Б.В.* Сейсмичность и грязевой вулканизм как явления геологические
4. *Оровецкий Ю.П., Вигилянская Л.И.* Методологическая альтернатива палеомагнетизма (геотектонические следствия)
5. *Борняков С.А., Шерман С.И., Гладков А.С.* Структурные уровни деструкции в сдвиговой зоне и их отражение во фрактальных размерностях (по результатам физического моделирования)
6. *Николаев В.Г.* Будущее активного Байкальского рифта – стабильная синеклиза

14³⁰ – 18⁰⁰. Вечернее заседание

1. *Авсюк Ю.Н.* Реконструкция периодичностей геологических процессов в рамках уточненной схемы приливной эволюции системы Солнце–Земля–Луна
2. *Артюшков Е.В.* Новейший поднятия земной коры на континентах как результат замещения астеносферой мощного слоя мантийной литосферы

3. *Визинский В.А.* Пути преодоления кризиса в тектоническом картировании (к вопросу о принципиальной легенде тектонических карт)
4. *Цветкова Т.В., Невинский И.О., Моннин М.М., Перельгин В.П., Чебурков Ю.Т.* К вопросу о тектонических движениях
5. *Поletaев А.И.* Сдвигово-ротационная модель развития Российского сектора Евразии
6. *Яницкий И.Н.* Концепция Н.С.Шатского «О современных разломах на платформах» в свете гелиметрических и прогностических исследований

Обсуждение докладов

4 февраля

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ

10⁰⁰ – 13³⁰. Утреннее заседание (аудитория 611)

1. *Куренков С.А., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Кузнецов Н.Б.* Тектонотипы глубинных разломов – современная геодинамическая интерпретация
2. *Леонов Ю.Г.* Рифт и рифтогенез: о некоторых дискуссионных вопросах
3. *Колп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы
4. *Сафонов Ю.Г.* Тектонические факторы образования и размещения рудных месторождений
5. *Гусев Г.С., Волочкович К.Л., Головин А.А., Кирилко В.А., Межеловский Н.В., Минц М.В., Певзнер В.С., Ревякин П.С., Филатов Е.И.* Карты тектонического и металлогенического районирования как структурно-вещественная основа единой цифровой модели России

14³⁰ – 18⁰⁰. Вечернее заседание (аудитория 611)

1. *Склярв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Гранито-гнейсовые купола и комплексы метаморфических ядер: альтернатива или синтез

2. Гибшер А.С., Казанский А.Ю., Изох А.Э., Метелкин Д.В., Каргополов С.А. Роль трансформных сдвигов в тектонике Центральной Азии
3. Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России
4. Верниковский В.А. Проблемы тектоники и формирования континентальной коры докембрийско-палеозойских складчатых поясов обрамления Сибирской платформы

18⁰⁰. ОБЩАЯ ДИСКУССИЯ (аудитория 611)

ЗАСЕДАНИЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

3 февраля

СТЕНДОВАЯ СЕССИЯ (рекреация аудитории 611)

- Анисимов Л.А.* Геодинамическое моделирование Прикаспийской впадины: интеграция геофизических и геохимических данных
- Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И.* Дилатансионное разуплотнение как один из факторов латеральной расслоенности консолидированной коры Воронежского кристаллического массива
- Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К.* Особенности строения и соотношений Джидинского, Хамардабанского и Тувино-Монгольского террейнов на северной окраине Палеоазиатского океана
- Берзина А.П., Сотников В.И., Берзина А.Н.* Связь геодинамики, магматизма и Cu-Mo-порфирирового оруденения (Сибирь, Монголия)
- Бирюков В.М., Бирюков Е.В.* Роль геодинамического фактора при формировании глубинных серий магматических пород
- Бискэ Ю.С., Попов В.В.* Реконструкция области Туркестанского океана для девонского периода
- Блюман Б.А., Кухаренко Е.А.* О блоковой делимости, унаследованности и направленности развития Алтае-Саянской складчатой области
- Борисенок В.И., Журавлев Б.Я., Тихомиров П.Л., Федоров Т.О.* Зеленокаменный пояс Урала – особенности тектонического стиля
- Борняков С.А., Шерман С.И.* Механизм формирования Байкальской риф-

- товой зоны по результатам физического моделирования
- Бочаров В.Л., Иванов Ю.В.* Тектоника докембрия: экологические следствия
- Бочкарев В.С., Густокашин А.Н., Кутырев А.И.* Структурно-геодинамические связи Западной и Восточной Сибири
- Брежнев В.Д.* Раннепротерозойский этап тектонической истории Восточного Прототетиса
- Булгатов А.Н.* Геодинамическая гетерогенность Евразийской литосферной плиты.
- Веймарн А.Б., Бурштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Шмелёв И.В.* Палеогеография и палеотектоника фаменского века Казахстана и прилегающих районов востока Южного Урала.
- Верхбицкий В.Е., Левченко О.В.* Внутриплитные деформации океанической литосферы на примере сравнительного структурного анализа Центральной котловины Индийского океана и Азоро-Гибралтарской зоны разломов
- Винничук Н.Н., Кормильцев В.В., Костров Н.П.* Возможности потенциальных геофизических методов при изучении коллизионной зоны на Южном Урале
- Владимиров В.Г.* Структурно-термальная модель формирования раннекаледонского горно-складчатого сооружения Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува)
- Войнова И.П., Приходько В.С.* Магматические индикаторы стиля аккреции
- Волобуев М.И., Колесников Е.М., Смоляр М.И.* Систематика субдукционных и коллизионных процессов в докембрии и раннем палеозое в Приенисейской Сибири по геологическим и изотопно-геохронологическим данным
- Галимзянова Р.М.* Роль тектонических деформаций в формировании комплекса основных пегматитов критического горизонта массива Ньюд Мончегорского плутона
- Ганелин А.В., Батанова В.Г.* Геодинамическая обстановка формирования офиолитового комплекса Ганычаланского террейна. (Пенжинский район СВ России)
- Гарагаш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е.* Структуры типа антеклиз, синеклиз и областей глубокого прогибания на платформах. Физический механизм образования
- Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карabanов А.К.* Картографический синтез неотектоники Центральной Европы
- Гиоргобиани Т.В.* О протрузивном происхождении гранитоидных массивов Дарьяльского ущелья (Большой Кавказ)
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В.* Петрологические индикаторы процессов

образования и распада древних суперконтинентов в краевых областях Сибирского кратона

Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф., Загубный Д.Г. Молодые тектонические нарушения Приполярного Урала как проявление особенностей уральской неотектоники

Голубев В.М. Тезисы системной геотектоники

Гончаров М.А., Фролова Н.С. Кулисы рифтовых долин и трансформные разломы СОХ как результат совместного функционирования геодинамических систем трех рангов

Горяинов П.М. Сложные (складчато-) линзовые ансамбли тектонических систем (иллюстрации к нелинейной тектонике)

Гурьянов В.А., Карсаков Л.П., Горошко М.В. Раннепротерозойский осадочно-вулканогенный Улканский прогиб на юго-востоке Сибирской платформы: особенности магматизма и структурная позиция

Гусев Е.А. Геологическое строение и тектоника внешней периферии Лаптевоморской континентальной окраины и прилегающей части Евразийского бассейна

Дворова А.В., Куренков С.А. Палеомагнитные данные по верхнекембрийским базальтам Киргиз-Терской зоны Северного Тянь-Шаня.

Демина Л. И., Козлов С. С. Палеотектонические условия формирования перидотитов массива Нурали (Южный Урал)

Докукина К.А. Коллизионная система Западного Прибайкалья: соотношения синметаморфических гранитных жил и мраморного меланжа

Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Кольцевые тектонические структуры

Егоров Е.Ю., Копт М.Л. Происхождение и кинематика Приволжско-Ергенинского новейшего уступа

Зайцев В.А. Характер распределения молодых структурных неоднородностей и их кинематика территории Печенгской впадины и ее обрамления

Зыков Д.С. Детальные структурно-кинематические реконструкции для новейшего этапа. Методика и результаты (на примере Северо-карельской зоны Балтийского щита)

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника подвижных поясов Якутии

Каратетов С.С. Складчатые системы Центрально-Азиатской части Тетиса: террейновый анализ и геодинамика

Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. Мафит-ультрамафиты за-

падного склона Урала: венд-кембрийский внутриплитный магматизм.

- Кириллова Г.Л.* Тектоническая эволюция позднемезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов юго-восточной России
- Киричко Ю. А.* Однонаправленная ротация блоков фундамента и ее значение в формировании складчато - разрывных структур
- Кирмасов А.Б., Ключко А.А., Божско Н.А., Минина О.Р.* Тектоника Уакитской зоны (Прибайкалье): к палеогеодинамике внутренних районов Байкальской складчатой области
- Кирмасов А.Б., Прусакова Н.А., Фельдман А.А.* Внутриплитная тектоника и кимберлитовый магматизм: тектонофизический и геофизический аспекты
- Клавдиева Н.В.* Особенности погружения Предкавказских прогибов на позднеальпийском этапе
- Колодяжный С.Ю.* Зоны сдвигового тектонического течения Карельского массива (Балтийский щит)
- Конторович В.А.* История тектонического развития и тектоническое строение мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири
- Кортаев М.В.* Моделирование деформаций осадочного бассейна с корой переходного типа
- Корчагин Ф.Г., Онухов Ф.С.* Неотектоника и сейсмичность юга российского Дальнего востока
- Корчуганова Н.И., Макарова Н.В.* Неоген-четвертичная тектоника и геодинамика периконтинентальных орогенов северо-востока Евразии
- Костенко Н.П., Брянцева Г.В.* Неотектоника Надым-Тазовской синеклизы (Ново-Уренгойский регион)
- Кочемасов Г.Г.* Тектоника Земли – совмещение ординарного и уникального (следствие регулярных волновых процессов)
- Кративнер Р.Б.* К проблеме происхождения диапиризма в осадочном чехле
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.* Эволюция Центрально-Азиатского горячего поля в фанерозое
- Кузьмичев А.Б.* Позднерифейские тектонические события в истории байкалид Тувино-Монгольского массива
- Курдин Н.Н.* Восточно-Кавказская зона пограничных (краевых) дислокаций - структурный индикатор региональной геодинамики
- Курчавов А.М.* Палеотектонические аспекты зональности девонского континентального магматизма юга Западной Сибири
- Лазуркин Д.В.* Строение осадочного чехла Лаптевоморского шельфа

- Лазуркин Д.В., Павлов А.В.* Тектоника и нефтегазоносность Евразийского океанического бассейна
- Леднева Г.В., Соловьев А.В.* Обстановки и время формирования массивов ультрамафит – мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье)
- Макаренко Г.Ф.* Тектоника России - ключ к структурной симметрии Земли
- Мизурский А.В.* Структурные стили в тектонических исследованиях
- Миколайчук А.В., Дженчураева А.В.* Среднепалеозойские комплексы Туркестанского и Казахстанского бассейнов на территории Центрального Тянь-Шаня
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А., Габдуллин Р.Р., Бондаренко Н.А., Любимова Т.В.* К вопросу о структурных связях киммерид Горного Крыма и альпид Северо–Западного Кавказа
- Милькевач Р.И., Миллер Ю.В.* Тектоническое значение островодужного магматизма северной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия)
- Морозов Ю.А.* Соотношение разновозрастных структурных планов в полиэтапно развивающихся объемах земной коры(северо-запад Кольского региона)
- Мусатов Ю.Е.* О связи избыточных напряжений сжатия с областями неотектонических поднятий
- Невинский В.И., Невинский И.О., Цветкова Т.В.* Геодинамическая радионная сеть: первые результаты.
- Никишин А.М., Кортаев М.В.* История формирования Черноморской впадины.
- Николаев В.А.* Градиенты новейших вертикальных движений земной коры.
- Осипенко А.Б.* Геодинамическая обстановка формирования пород офиолитового комплекса п-ова Камчатского Мыса, Восточная Камчатка: геохимические индикаторы.
- Павлов А.В.* О природе полосовидных магнитных аномалий в океане.
- Панина Л.В.* Новейшая тектоника Предкавказья.
- Петровский М.Н., Петровская Л.С.* Условия формирования Поросозерского массива кварцевых диоритов-гранодиоритов-гранитов зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья
- Пешкова И.Н., Пузанова И.В.* Геодинамическая эволюция и типы осадочных бассейнов рифея Сибирской платформы.
- Подурушин В.Ф.* Кольцевая структура Большого района КМВ.
- Пчелинцев С.В.* Структурные парагенезы северной части Магнитогорской зоны и её обрамления (Южный Урал).

- Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н., Энна Н.Л., Корсаков С.Г.* Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа
- Резанов И.Н., Татьков Г.И., Коломиец В.Л., Нефедьев М.А., Чебаков Г.И.* Оценка сейсмотектонической активности блоково-разрывных структур Усть-Селенгинской депрессии (восточное побережье оз. Байкал)
- Родкин М.В.* Палеозона субдукции в Южном Каспии - новые свидетельства и возможная роль во флюидогеодинамике региона
- Романько А.Е., Савичев А.Т., Ефремова Л.Б.* Надвиговые явления и разнотипный средний и кислый магматизм зоны Печенга, Балтийский щит
- Рудаков С.Г.* О вероятностных связях Европейского Прототетиса с другими байкальскими океанами
- Сараев В.А.* Гомология Земли
- Свейников А.А., Дубинин Е.П.* Эволюция литосферы Лабрадорского бассейна
- Семенов Д.Ф.* Структурные элементы зон сочленения континента и ложа океана
- Семинский К.Ж.* Зонно-блоковая структура литосферы Центральной Азии
- Славинский В.В.* Влияние подлитосферной конвекции на рельеф земной поверхности
- Смирнова М.Н.* Роль субмеридиональных рифтов в структуре древних платформ России
- Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К.* Модель формирования Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии
- Сомин М.Л.* Структуры аркадного типа в складчатых поясах
- Тверитинова Т.Ю.* Некоторые особенности складок как основа понимания складчатой деформации. Попытка построения универсальной классификации складчатых структур. Складки как элементы тектонического потока
- Тевелев Арк. В.* Кинематическая классификация сдвигов
- Терехов Е.Н.* Лежачие складки беломорского комплекса как индикатор обстановки растяжения
- Тимонин Н.И.* Тектоническая эволюция Пай-Хоя
- Тишкин Б.М.* Задача о дискретном и непрерывном развитии геодинамического пространства
- Трегуб А.И.* Блоки первого ранга в неотектонической структуре Воронежского массива
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Геодинамические условия образования нового формационного типа благороднометалло-титаномагнетитовых руд Карелии

- Тычков С.А., Кулаков И.Ю., Бушенкова Н.А. Глубинная геодинамика Байкальской рифтовой зоны (сейсмотомография, численное моделирование)
- Устинова М.А. История геологического развития положительных структур в пределах Московской синеклизы
- Харахинов В.В. Тектоника дна Охотского моря
- Худолей А.К. Структурная эволюция метаморфического комплекса прибрежной части полуострова Тайгос
- Цейслер В.М., Корчуганова Н.И. Некоторые морфогенетические типы неоген-четвертичных орогенных впадин
- Цейслер В.М., Туров А.В. Структурная этажность чехольного комплекса Восточно-Европейской платформы в сравнении с этажностью на платформах Лавразии
- Чиков Б.М., Беляев С.Ю., Сердюк С.С. Тектоника Центральной Сибири (Ангаро-Енисейский регион)
- Чистяков Д.Н., Егоров А.С., Гурьев Г.А. Геодинамика северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Ландер А.В. Формирование Лесновского надвига
- Шарова А.М. Структура фундамента восточной части Сибирской платформы
- Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Астраханцев О.В., Лучицкая М.В. Источники вещества гнейсово-амфиболитового аллохтонного комплекса Ильменогорской зоны Восточного Урала: результаты геохимических и изотопных исследований
- Шашорин Б. Н. Глубинные «очаги» разуплотнения в плитном сценарии алтаид
- Шеремет О.Г. Глубинная структура Байкальской рифтовой зоны на основе метода совместного анализа грави-магнитных полей
- Шёрман С.И., Лунина О.В. Напряженное состояние верхней части литосферы Земли
- Шкодзинский В.С. Специфика докембрийских геодинамических обстановок (модель глобального магматического фракционирования)
- Шмонов Г.А. Двуглавость Северного магнитного полюса и тектоника литосферных плит
- Шмонов Г.А. Терминаторная тектоника – альтернатива тектонике литосферных плит
- Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д. Системы разломов центральной части Восточно-Европейской платформы
- Юнга С.Л. Сейсмотектоническая деформация литосферы геодинамически активных регионов Северной Евразии

Реконструкция периодичностей геологических процессов в рамках уточненной схемы приливной эволюции системы Солнце–Земля–Луна

Временной ход процессов на планете, не имеющей спутников, и на планете, принадлежащей к системе планета – массивный спутник, имеют существенное различие. Из-за изменения параметров орбитального движения спутника изменяются характеристики осевого вращения планеты (модуль, направление вектора вращения). Если нет спутника, нет орбитального движения вокруг центра масс планета–спутник, соответственно, нет и изменений вращения планеты.

В настоящее время геологи–тектонисты и геофизики обсуждают геодинамику изолированной планеты Земля. Все режимы перераспределения масс, изменения положения оси вращения реконструируются в соответствии со схемой радиоактивного разогрева недр Земли. О наличии у Земли массивного спутника – Луны, масса которого составляет 1/81 массы Земли, в этих исследованиях нет упоминаний.

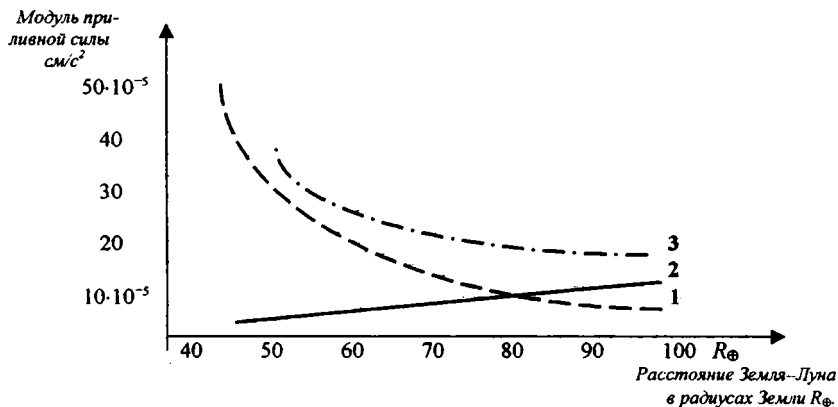
Исследования приливной эволюции системы Земля–Луна, в первом приближении проведенные в работах Г.Дж. Дарвина, Мак-Дональда, Голдрайха, Рускол, Сорохтина, Ушакова и др. [1], остались маловостребованными геологами–тектонистами.

Это невостреманность объясняется тем, что теоретическая реконструкция изменения климата, течений в гидросфере, напряжений в земной коре и др., выполняемая в рамках этого же варианта схемы приливной эволюции, предсказывала монотонный ход развития геологических процессов во времени, в то время, как все процессы, зафиксированные исторической геологией, имели квазипериодический характер изменения. Рассмотренный вариант приливной эволюции был строго механически обоснован, но в нем было использовано неполное описание приливного воздействия на Землю Луны и Солнца. А также рассматривался постоянный угол запаздывания ϵ между результирующей деформацией гидросферы и линией, соединяющей центры Земли и Луны.

Таким образом, в следующем приближении надо было сделать уточнение механизма приливной эволюции. Этот шаг логически оправдан. Он не меняет механическую содержательность схемы эволюции, а только уточняет описание силового воздействия и структурного строения Земли. Ведь первое приближение механизма приливной эволюции было схематически объяснено Кельвином в конце XIX в., когда только начались исследования Земли геофизическими методами. Уточнение силового приливного воздействия на Землю Луны и Солнца, рассматри-

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

ваемое в настоящем сообщении, сводится к учету возмущений Солнцем орбитального движения Земли вокруг центра масс Земля–Луна. Таким образом, помимо кеплеровской (невозмущенной) части приливной силы, вычисляемой по формуле Лапласа, в рассмотрение вводятся возмущения. На графике им и их сумме даны, соответственно, обозначения 1, 2, 3 (см. рисунок).



Это полное описание приливной силы было дано И.Ньютоном [2]. Приливное воздействие Луны и Солнца на Землю не равно нулю в центре Земли. Следовательно, результирующая деформация гидросферы, управляющая ходом эволюции, зависит не только от прямого приливного воздействия, но и от перераспределения масс, обусловленных этим воздействием, в частности, — от перемещений внутреннего ядра Земли. Следовательно, угол ε может меняться во времени, изменять знак, поэтому ход приливной эволюции может иметь колебательный характер на фоне монотонно убывающей амплитуды изменения расстояния между Луной и Землей.

Схема приливной эволюции системы Земля–Луна механически строго обоснована. Ее современная фаза, т.е. изменение скорости вращения Земли $\dot{\omega}$, изменение расстояния Земля–Луна \dot{r} , орбитального движения Луны, \dot{n} инструментально регистрируются. По этим числовым характеристикам оценивается величина момента сил N , управляющего ходом эволюции, а также диапазон ухода–прихода Луны, наклона экватора к эклиптике, изменения продолжительности суток. Основное затруднение, сопутствующее первому приближению схемы, снимается. Эволюция системы Земля–Луна может иметь квазипериодический временной ход. Не расширяя исходные предпосылки, приливная схема объясняет

механизм изменения климата, регрессии–трансгрессии гидросферы, цикличность орогенеза, смену полярности магнитного поля.

Подробно, с привлечением графики, проведено сопоставление эмпирики исторической геологии с реконструкцией в рамках схемы приливной эволюции развития глубинных и поверхностных процессов на Земле в течение фанерозоя.

Литература

1. Приливы и резонансы в Солнечной системе / Под редакцией В.Н.Жаркова. М., Мир, 1975. С. 286.
2. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. С. 188.

В.Л.Андреичев¹

Геохронология докембрия Канино-Тиманского региона

Полуостров Канин. В строении фундамента выделяются микулкинская (R_1), тархановская (R_2) и табуевская (R_3) серии. Степень метаморфизма пород изменяется от кианит-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации до мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. В общем плане микулкинская серия отвечает амфиболитовой фации, тархановская – эпидот-амфиболитовой, табуевская – зеленосланцевой. Обоснованием возраста стратиграфических подразделений послужили в основном историко-геологические данные и практически не способствовали этому К-Аг датировки. Максимальная цифра, равная 970 млн лет, установлена по биотиту из двуслюдяных сланцев микулкинской серии. Другие датировки по этому минералу варьируют от 725 до 530 млн лет, а по мусковитам группируются в интервале 576–513 млн лет.

Базиты, интрузирующие отложения всех трех серий, метаморфизованы изофациально с породами рамы. К-Аг датировки по амфиболам дают основание считать, что вероятный возраст метаморфизма базитов и вмещающих толщ находится в интервале 790–670 млн лет.

В пользу такого предположения свидетельствуют К-Аг датировки по пегматитам, локализованным в поле распространения микулкинской серии. По геологическим данным, начало пегматитообразования, имевшего дискретный характер, синхронизируется с процессами регионального метаморфизма. Самая древняя цифра по мусковиту составляет 765 млн

¹ Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

лет, а по биотиту – 680 млн лет. Внедрение последующих генераций пегматитов имело место на уровне 600 и 525 млн лет.

В это же время происходило формирование монцонитов (594 млн лет; Rb-Sr) и двуслюдяных гранитов (513 млн лет; Rb-Sr), прорывающих отложения табуевской серии.

Северный Тиман. Докембрийские осадочно-метаморфические образования представлены двумя пространственно обособленными геологическими телами: чешской свитой и барминской серией. Наиболее достоверный K-Ar возраст двуслюдяных гранат-ставролитовых сланцев чешской свиты составляет по биотиту 1085 млн лет. По геохронологическим данным, по степени метаморфизма пород чешская свита сопоставима с микулкинской серией п-ова Канин, и не исключено, что эти образования являются фрагментами единого блока (террейна?) раннерифейского, или даже раннепротерозойского возраста.

В поле распространения отложений барминской серии (R_2), метаморфизованных в условиях биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, находятся различные по составу и возрасту магматические породы. На основании K-Ar и Rb-Sr изотопно-геохронометрических систем, намечается следующая возрастная последовательность эндогенных событий. Начало магматической деятельности связано с внедрением базитов на рубеже 1100 млн лет. Позднее, около 700 млн лет, они испытали совместно с отложениями барминской серии метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации. В это же время происходило образование оливин-керсутитовых габбро. Субсинхронное формирование сиенитов и гранитов приурочено к рубежу 600 млн лет. Завершается интрузивный магматизм внедрением щелочных габброидов на уровне 534 млн лет.

Средний Тиман. K-Ar датировки по биотитам и мусковитам из отложений четласской (R_2) и кислоручейской (R_1) серий группируются в интервале 795–665 млн лет, который, вероятно, отвечает возрасту метаморфических преобразований в условиях зеленосланцевой фации. Среди магматических пород докембрийский возраст имеют диабазы и щелочные пикриты. K-Ar датировки по амфиболам из диабазов варьируют от 1375 до 1010 млн лет, а по флогопитам из пикритов тяготеют к уровню 600 млн лет. Для диабазов наиболее вероятно минимальная цифра, а наблюдаемое удревнение до 1375 млн лет, по-видимому, обусловлено избыточным аргоном. В пользу такой интерпретации свидетельствуют K-Ar датировки по плагиоклазам из этих же пород, достигающие 2,7 млрд лет.

Суммируя геохронологические материалы по всему Канино-Тиманскому региону, можно достаточно уверенно наметить в его доордовикской эндогенной эволюции следующие вероятные возрастные рубежи: 1000, 700, 600 и 520 млн лет.

Геодинамическое моделирование Прикаспийской впадины: интеграция геофизических и геохимических данных

Прикаспийская впадина как одна из крупнейших структур оседания осадочной толщи прошла длительный путь тектонической эволюции, наиболее характерными событиями которой явились: позднепротерозойский рифтогенез, палеозойское карбонатообразование, пермский галогенез, мезозойско-кайнозойский галокинез и, соответственно, формирование межкупольных зон оседания. По существующим геодинамическим моделям механизм оседания впадины рассматривается как следствие подъема мантийного диапира и последовавших за этим событием утоньшением консолидированной коры и образованием рифтового грабена. Остывание диапира вызвало послерифтовое прогибание коры и накопление мощной толщи раннепалеозойских отложений. События аналогичного характера происходили и в последующие периоды, что и привело к дальнейшему прогибанию бассейна [1].

Опускание земной коры в фанерозое носило дискретный характер, поэтому следует предположить, наряду с остыванием диапира, существование других механизмов оседания и, прежде всего, процессов дефлюидизации мантии. Дискретный характер оседания может быть связан с циклами выделения флюидов при фазовых переходах, растеканием их в латеральном направлении, взаимодействием с породами и разгрузкой по разломам, оконтуривающих впадину. Модель такого рода согласуется со стратификацией земной коры на территории юго-востока Русской платформы [2], широким распространением зон расслоения [3] или “волноводов” [4] как основных проводящих латеральных путей в земной коре и верхней мантии.

Расслоенность земной коры отмечается по сейсмическим данным, прежде всего по скоростям продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн и их соотношениям. По этим данным, разрез литосферы до 120 км представлен следующими слоями [2]:

- осадочный чехол;
- докембрийский (метаморфический) фундамент;
- слой магматических пород;
- первый слой метаморфических пород;
- второй слой метаморфических пород;
- зона Мохоровичича (глубина 35–46 км);
- первый слой в мантии;
- второй слой в мантии;
- третий слой в мантии.

¹ Саратовский государственный университет (СГУ), Саратов, Россия

По данным электрического зондирования, высокопроводящие слои в Прикаспийской впадине фиксируются на границе «осадочная толща – фундамент» и на глубине 90–120 км, причем форма поверхности глубокого слоя соответствует поверхности Мохо, занимая более высокое положение в центральной части впадины.

Важным элементом геодинамической модели является объяснение механизма оседания впадины. Если принять за основу процесс внедрения в земную кору мантийного диапира, его остывание и дефлюидизацию в зоне пониженных давлений, то причиной оседания мог стать дефицит массы в верхней мантии. Основные этапы воздействия флюидов на осадочную толщу должны были следовать за процессом оседания. В этом отношении показательна среднедевонская трансгрессия на Русской платформе, и время, когда период терригенного осадконакопления сменился накоплением мощных карбонатных толщ в позднем девоне и карбоне. Позднедевонские рифы, наиболее яркие структуры этого периода, формировались при участии массивированного выделения углекислого газа.

В последние годы активно разрабатывается модель трансформации вертикальных потоков углеводородов при их миграции из верхней мантии [5]. Согласно этой модели, восходящий поток мантийных тяжелых углеводородов, проходя через энергетический барьер (глубины 60–120 км), разлагается на метан с примесью ближайших гомологов, водород и твердый углерод – алмаз и/или графит. Фазовые переходы такого рода, носящие взрывной характер, могут формировать значительные по площади зоны дилатации на больших глубинах.

Третьим механизмом, связанным с фазовыми переходами и формированием проницаемых зон, может быть процесс термохимического восстановления сульфатов углеводородами. Так как процесс начинается при температуре 150–160°C, источником H₂S могут быть сульфатные толщи среднего девона (морсовский горизонт), верхнего девона, нижнего карбона (окско-серпуховской горизонт) и наиболее погруженные зоны пермских сульфатоносных пород (например, Сарпинский прогиб).

Что касается более древних пород земной коры, то геофизические данные, прежде всего соотношение V_p/V_s , позволяют предполагать, что метаморфические породы, вплоть до слоя Мохоровичича, образованы в результате метаморфизма первично-осадочных пород [2]. Если это предположение верно, то можно далее предполагать существование более древних циклов литогеохимической дифференциации вещества. Такая дифференциация всегда более полная и более совершенная именно в процессах осадконакопления, именно в этих процессах происходит более полная и объемная сепарация продуктов и концентрирование химических элементов.

Для крупных зон оседания, какой является Прикаспийская впадина, погружение такой мощной толщи осадочных пород определяет и большой генерационный потенциал по углеводородам, который реализуется в течение длительного времени. В этих условиях механизм генерации и

образования залежей углеводородов принципиально не отличается от модели, предложенной для зон субдукции [4]. В то же время, особенностью таких зон опускания является более точная фиксация основных миграционных путей и, соответственно, более высокая степень концентрации углеводородных ресурсов, чем в зонах коллизии литосферных плит.

Привлечение геохимических процессов к объяснению строения коры и верхней мантии в зонах опускания, аналогичных Прикаспийской впадине, существенно расширяет возможности геодинамического моделирования структур такого рода.

Литература

1. Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н., Федоров Д.Л. Глубинная структура Прикаспия и ее влияние на перспективы нефтегазоносности // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 16. 1998. С. 6–10.
2. Балина Н.В. Геодинамическая эволюция литосферы юго-востока Восточно-Европейской платформы на основании анализа величин V_p/V_s // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 17. 1999. С. 44–47.
3. Соколов Б.А. Автоколебательная модель нефтеобразования // Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. №5. 1990. С. 3–16.
4. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е., Карякин А.В., Повещенко Ю.А., Лоджевская М.И. Механизм образования залежей углеводородов // Газовая пром-сть. №5. 1999. С. 74–77.
5. Карлов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н., Бычинский В.А., Артименко М.В. Термодинамический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии // Геология и геофизика. 1998. №11. С. 1518–1528.

Ю.В.Антонов, В.И.Жаворонкин¹

Дилатансионное разуплотнение как один из факторов латеральной расслоенности консолидированной коры Воронежского кристаллического массива

Дилатансия это возрастание объема материала под воздействием девиаторных напряжений в условиях всестороннего сжатия, связанное с формированием и раскрытием сети микротрещин [13]. Этот эффект возникает после преодоления предела упругости и максимален при достижении предела прочности геоматериала. Девиаторные напряжения могут достигать предела упругости в зонах разломов [2] и в средней коре [7], где и следует ожидать проявления дилатансионных эффектов.

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

Интенсивность дилатансии максимальна для гранитов, в которых увеличение исходного объема достигает 1–1,5% [13]. В естественных условиях увеличение объема может достигать больших значений, так как величина дилатансии возрастает при циклическом нагружении [12]. Она определяется также интенсивностью всестороннего давления. Максимальные значения дилатансионного разуплотнения соответствуют пределам от 0,1 до 0,5 ГПа [13]. В условиях земной коры подобное литостатическое давление существует на глубинах 4–18 км.

In situ дилатансионные эффекты установлены в зонах разломов [2], в Кольской сверхглубокой [6] и в ряде других скважин [10]. Породы зон разломов разуплотнены на 0,01–0,07 г/см³. По данным СГ-3, в толще однородных по составу пород с глубины 4,5 км происходит резкое снижение плотности и скорости упругих волн и увеличение пористости и анизотропии. Пористость на глубине 7,6 км достигает 1% и не убывает до забоя скважины. Столь значительная дифференциация корового субстрата по физическим свойствам должна отображаться в аномальных геофизических полях.

Ряд исследователей полагают, что коровым зонам структурного разуплотнения отвечают области пониженных скоростей в волновых полях [9, 11]. Подобные мощные волноводы зафиксированы в пределах Курского блока ВКМ на глубинах 6–12 км [8].

По данным МТЗ во многих регионах на глубинах 5–15 км выявлены субгоризонтальные проводящие зоны [5], в которых сопротивление пород падает от нескольких тысяч до первых сотен Ом·м, что связано с насыщенностью области дилатансии минерализованными растворами, концентрация которых, по данным СГ-3, может достигать 300 кг/м³ [6].

В пределах ВКМ подобные коровые геоэлектрические неоднородности не установлены, что, возможно, связано с интервалом периодов регистрируемых пульсаций электромагнитного поля. Однако характер кривых МТЗ в пределах Курского блока позволяет предположить наличие в нем зоны повышенной проводимости [4]. Здесь же зафиксированы субвертикальные аномалии электропроводности, предположительно связанные с дилатансионными эффектами в зонах глубинных разломов [3].

Гравитационные эффекты зон разуплотнения наименее изучены. Однако есть веские основания полагать, что региональный минимум в пределах Курского блока интенсивностью до 20 мГал вызван дилатансией средних горизонтов коры [1].

Изложенные соображения позволили составить модель земной коры ВКМ, учитывающую дилатансионные процессы под воздействием девиаторных напряжений в условиях всестороннего сжатия. Существование подобных горизонтальных напряжений инструментально установлено в районе КМА, где в породах фундамента на глубине 250 м зафиксированы интенсивные сжимающие напряжения, причем наибольшее из них – горизонтальное, в 5–6 раз превышающее геостатическое напряжение.

На модели в пределах Курского блока на глубинах 10–15 км отображена субгоризонтальная зона структурного разуплотнения мощностью до 10 км. Она фиксируется в качестве сейсмического волновода и гравитирующего объекта, создающего отрицательное поле силы тяжести.

Литература

1. Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И. Альтернативные источники регионального поля силы тяжести на Воронежском кристаллическом массиве // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. №4. С. 96–103.
2. Гинтов О.Б., Исай В.М., Исай Л.В. Дилатансионное разуплотнение кристаллических пород в центральной части Украинского щита // ДАН УССР. Сер. Б: Геол., хим. и биол. науки. 1987. №12. С. 18–21.
3. Жаворонкин В.И., Груздев В.Н. Структура литосферы Воронежского кристаллического массива вдоль профиля Брянск–Павловск по данным глубинных электромагнитных исследований // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 1996. Вып. 2. С. 177–182.
4. Закутский С.Н. О результатах магнитотеллурического зондирования на Воронежском кристаллическом массиве // Коровые аномалии электропроводности. Л.: Наука, 1984. С. 90–100.
5. Ковтун А.А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1989. 284 с.
6. Кольская сверхглубокая: Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М., 1984. 490 с.
7. Кропоткин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре // Геотектоника. 1996. № 2. С. 3–5.
8. Надежка Л.И., Дубянский А.И., Тарков А.П., Афанасьев Н.С. Некоторые особенности глубинного строения Воронежского кристаллического массива // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Восточно-Европейская платформа. Киев, 1989. С. 121–135.
9. Николаевский В.Н., Шаров В.Н. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1985. №1. С. 16–28.
10. Огаджанов В.А. Геофизические исследования на основе явления дилатации горных пород: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Саратов, 1997. 35 с.
11. Павленкова Н.И. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры // Геофизика. 1996. №4. С. 11–19.
12. Рыбакина О.Г. Феноменологическое описание разрушения металлов при некоторых видах асимметричного деформирования // Механика твердого тела. 1969. №6. С. 88–91.
13. Brace W.F., Paulding B.W. Jr., Scholz C.H. Dilatancy in the fracture of crystalline rocks // J. Geophys. Res. 1966. V. 71, №16. P. 3939–3953.

Новейшие поднятия земной коры на континентах как результат замещения астеносферой мощного слоя мантийной литосферы

Большинство современных горных сооружений и высоких плато сформировались в результате новейших поднятий коры, которые начались в эоцене–олигоцене и особенно сильно проявились в плиоцене и плейстоцене [1–6]. Крупные поднятия имели место на значительной части площади Африки, Центральной и Северо-Восточной Азии, Восточной Сибири, а также на западе Северной и Южной Америки и в Антарктиде. Так, например, 3,5 млн лет назад Тибетское плато современной высотой 4–4,5 км располагалось на высоте ≤ 1 км [4]. Южная Африка испытала быстрое поднятие на 400 м в конце раннего миоцена, а за последние 3,5 млн лет она поднялась на 900 м [2, 3, 5, 6]. В предшествующий период времени продолжительностью ~ 150 млн лет в юре–палеоцене интенсивность поднятий коры в большинстве континентальных областей была много ниже.

Для объяснения новейших поднятий на континентах ранее было предложено много механизмов, различных для разных областей (см: [4, 5]). Разные механизмы не могли, однако, обеспечить синхронное проявление поднятий на разных континентах, следовавшее за длительным периодом относительной стабильности.

Над областями новейших поднятий обычно не наблюдаются значительные изостатические аномалии силы тяжести. В таких условиях для осуществления поднятий требовалось понижение плотности в верхней части Земли. В большинстве областей поднятия проявились на коре докембрийского, палеозойского, мезозойского и раннекайнозойского возраста и значительным сжатием и утолщением коры они не сопровождались [5]. В отсутствие нарушений изостазии и утолщения коры, поднятия должны быть обусловлены понижением плотности вещества в мантии. Действительно, под рядом областей новейших поднятий, например, под Забайкальем, Тянь-Шанем и Северо-Западной Африкой, наблюдается подъем на ~ 100 км кровли астеносферного слоя с пониженными скоростями упругих волн, плотность которого ниже плотности мантии в литосфере. В Южной Африке современные скорости упругих волн на глубинах 120–220 км значительно ниже скоростей в мантийных ксенолитах, вынесенных с этих глубин в кимберлитовых трубках 90 млн лет назад. Для Забайкалья имеются также магнитотеллурические данные, свидетельствующие о высокой электропроводности в астеносферном

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

выступе, что указывает на высокую температуру вещества и его частичное плавление.

В стабильных областях с низким тепловым потоком литосфера включает слой мантии мощностью 100–150 км. При замещении его нижней части толщиной ~ 100 км менее плотной астеносферой на поверхности возникает изостатическое поднятие амплитудой ~ 1 км [2, 3, 5] (рисунок). Замещение астеносферой всей мантийной литосферы может обеспечить поднятие до ~ 2 км. В эпохи сильного сжатия в складчатых поясах в нижней части коры часто происходит переход габбро в тяжелые гранатовые гранулиты и эклогиты. При подходе к коре астеносферы с низкой вязкостью эклогиты отрываются от коры и погружаются в астеносферу. Гранатовые гранулиты в нижней коре при сильном нагреве тепловым потоком из астеносферы переходят в менее плотные пироксеновые гранулиты. Эти процессы обеспечивают дополнительное поднятие вышележащей коры амплитудой до ~ 2 км. В результате при подъеме к коре астеносферы средняя высота плато или горного сооружения может достигнуть ~ 4 км.



Замещение нижней части мантийной литосферы менее плотной астеносферой, которое приводит к образованию поднятия на поверхности Земли

Слабое проявление поднятий коры на большей части площади континентов в юре–палеоцене показывает, что в то время вязкость мантии в литосфере была очень высока, так что этот слой оставался практически стабильным [3, 5, 6]. Резкое ускорение поднятий на новейшем этапе свидетельствует о сильном понижении вязкости мантийной литосферы. Оно было обусловлено инфильтрацией в литосферу из астеносферы поверхностно активного флюида, быстро проникавшего в породу в виде

тонких пленок между кристаллами. Диффузия ионов через пленки приводила к быстрой перекристаллизации с изменением формы кристаллов. Это позволило осуществиться большим деформациям с быстрым замещением астеносферой нижней части более плотной мантийной литосферы в одних областях и всего этого слоя – в других. Вышележащая кора испытала изостатическое поднятие с образованием крупных положительных форм рельефа.

Флюид поступал в литосферу из небольших мантийных плюмов, подвигавшихся из глубины в областях с сильно прогретой астеносферой [5, 6]. Практическая синхронность поднятий в плиоцен-четвертичное время указывает на одновременный подъем плюмов под разными континентами. Это новый вид конвекции в мантии Земли. Новейшие поднятия имели место не только в горячих областях, но и во многих областях с относительно низкими температурами в астеносфере, например, в Восточной Сибири и Южной Африке. Это указывает на быстрое растекание плюмов вдоль подошвы литосферы из горячих областей в холодные. Чтобы обеспечить перетекание вещества на ≥ 1000 км за время ~ 1 млн лет, вязкость плюма должна быть очень низкой: $\leq 10^{16}$ Па с [5]. Это может быть связано с высоким содержанием в нем летучих.

Новейшие поднятия коры проявились примерно на половине площади континентов. Для их осуществления потребовалось разрушение нескольких десятых от общего объема мантийной литосферы под континентами. Это наиболее мощный процесс в континентальной литосфере. В истории Земли он, по-видимому, проявлялся неоднократно. Так, например, крупные поднятия коры имели место на значительной части площади континентов в девонское время [7].

Литература

1. *Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.
2. *Артюшков Е.В.* Новейшие поднятия земной коры на континентах как следствие подъема из мантии крупных масс горячего вещества // ДАН. 1994. Т. 336, № 5. С. 680–683.
3. *Artyushkov E.V., Hofmann A.W.* Basic regularities and driving mechanisms of the Neotectonic crustal uplift // *Orogenic Belts and Geological Mapping*. Zeist: Intern. Sci. Publ., 1997. P. 95–120.
4. *Артюшков Е.В.* Новейшие поднятия земной коры на континентах. (Методы изучения. Тибетское плато и Гималаи) // Электрон. Науч.-информ. журн. Вест. ОГГГГ РАН. 1998. № 3. С. 50–69. Адрес в Интернете: <http://www.scgis.ru/russian/cp1251/dgggms/1-98/neot-1.html>.
5. *Artyushkov E.V., Hofmann A.W.* The Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // *Surveys in Geophysics*. 1998. V. 19, № 5. P. 369–415.
6. *Артюшков Е.В.* Быстрые погружения и поднятия земной коры на континентах с потерей прочности литосферного слоя как следствие подъема мантийных плю-

А.С.Балуев, М.З.Глуховский, В.М.Моралев¹

Геодинамическая эволюция и магматизм рифтовой системы Белого моря

Актуальность проблемы совершенствования представлений об эволюции осадочных бассейнов, структуры и магматизма Севера Европейской части России определяется тем, что вопросы эволюции геодинамических обстановок пассивных континентальных окраин разработаны значительно слабее, чем таковые активных окраин континентов. В последние годы появились данные, на основании которых стало возможным решать эти проблемы на новом уровне.

На севере Восточно-Европейской платформы (ВЕП) выделяются две крупные системы рифейских палеорифтов: Беломорская, раскалывающая своим северо-западным концом восточную часть Балтийского щита, и Баренцевоморская, обрамляющая последний с севера и северо-востока. Обе палеорифтовые системы заложены вдоль дорифейских разломов северо-западного простирания, ограничивающих Кольский полуостров с юга и севера. В юго-восточном направлении рифтовые структуры погружаются под чехол Мезенской синеклизы, где их фундамент испытывает максимальное опускание (до 4,5 км). Эти структуры континентального рифтогенеза формировались в течение среднего и позднего рифея, а затем претерпели активизацию в среднем палеозое и, вероятно, в кайнозое, когда образовались современные бассейны Белого моря и шельфовая часть Баренцева моря.

В состав Беломорской рифтовой системы входят Онежско-Кандалакшский и Керецко-Лешуконский палеорифты.

Первый из них по своему строению делится на три основных сегмента: Кандалакшский, Центральный и Онежский. Каждый из сегментов палеорифта представляет собой полуграбен с переменной полярностью, т.е. главный граничный сброс одного сегмента переходит на противоположный борт соседнего. Разделяющие полуграбены междувпадинные перемычки играли в свое время, видимо, роль зон аккумуляции, т.е. зон приспособления и переноса растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой. Все впадины Онежско-Кандалакшского палеорифта выполнены терригенными осадками среднего и верхнего рифея, однако в раз-

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

резе Онежского грабена присутствуют покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород. Палеомагнитные реконструкции показывают [1], что континентальный рифтогенез и связанный с ним магматизм на ВЕП в среднерифейское время проявились после того, как плита кратона в процессе своего перемещения, меняя направление своего дрейфа с юга на север, испытала поворот против часовой стрелки.

Вследствие этого разворота в северо-восточном сегменте плиты (в современных румбах) возникли напряжения горизонтального растяжения, в силу чего здесь начался процесс рифтогенеза и заложился Онежско-Кандалакшский рифт, а параллельно ему начали раскрываться Керещко-Лешуконский и Мезенский рифты. Рифтогенный вулканизм в это время проявился лишь в Онежском грабене и на северо-восточном плече Кандалакшского рифта, где в Порьей губе зафиксированы дайки лампроитов с возрастом 1080-1200 млн лет.

Особенности строения Онежско-Кандалакшского рифта свидетельствуют о том, что рифтогенез в условиях горизонтального растяжения мог развиваться по модели "простого сдвига", предполагающей разделение блоков коры пологим сквозьлитосферным разломом, плоскость срыва которого выполаживалась под Кольский блок. Отодвигание верхнего (по отношению к плоскости разлома) Кольского блока компенсировалось изгибом нижнего и образованием мантийного выступа, смещенного от оси рифта в сторону Кольского блока. Положение мантийного выступа определило и асимметрию в размещении проявлений внутриплитного магматизма, ассоциирующего с рифтом.

В позднем рифее континентальный рифтогенез на ВЕП возобновляется уже в значительно меньшей степени, к началу палеозоя горизонтальное растяжение северо-восточного сегмента ВЕП ослабло и процессы рифтогенеза в пределах Беломорской рифтовой системы угасли.

Палеомагнитные реконструкции показывают [2], что в раннем палеозое, с кембрия до девона, ВЕП дрейфовала в южном полушарии по направлению к экватору. Весь этот период на ВЕП практически не проявлялись рифтогенез и внутриплитный магматизм. На рубеже силура и девона (около 400 млн лет) скандинавская окраина становится ареной столкновения Восточно-Европейского кратона с Северо-Американским: возник каледонский надвиговой фронт и образовался единый континент Евроамерика. В результате плита Восточно-Европейского кратона испытала вращение по часовой стрелке и сжатие со стороны надвигового фронта.

В среднем-позднем девоне это привело к регенерации заложенных в рифее рифтовых зон и развитию внутриплитного магматизма. Реактивация рифтов Беломорской системы в позднем девоне происходила в условиях локального растяжения на фоне регионального сжатия литосферы и выразилась в развитии систем сдвиго-раздвигов с их зонами динамического влияния, включающими в себя линейные деструктивные поля на крыльях, образованные еще на начальной стадии роста. Вокруг вер-

шин линейных разрывов возникли области концентрации напряжений и деформации, имеющие форму, близкую к кольцевой. Такие структуры в виде системы дугообразных и кольцевых разломов выявлены по материалам дистанционного зондирования на северо-западном окончании Онежско-Кандалакшского палеорифта [3]. Именно к этим разломам приурочено большинство щелочных интрузий и трубок взрыва среднепалеозойского возраста.

Унаследованность древнего тектонического рисунка Кандалакшской кольцевой структуры на окончании рифейского грабена привела к тому, что по обновленным в девоне тектоническим ограничениям этой структуры происходила разгрузка напряжений, связанных с активизацией рифта, и, как следствие, по периферии структуры в узлах растяжения локализовались щелочные массивы центрального типа: Умбинский, Африканда, Лесная Варака, Ковдор, Вуариярви, Ковдозерский и др.

В строении Онежско-Кандалакшского палеорифта, на его крыльях, весьма заметно участие сдвигов, которые предопределили закономерную ориентировку многочисленных даек щелочных базитов позднедевонского возраста, маркирующих трещины отрыва и скалывания. Эти образования формируют Беломорский дайковый пояс, включающий и многочисленные трубки взрыва. Новые данные [3–5] позволяют рассматривать этот пояс в качестве типичного для ВЕП представителя палеорифтовой структуры, контролирующей размещение среднепалеозойских магматических комплексов. В юго-восточной погребенной части Беломорской палеорифтовой системы известные поля кимберлитовых и базальтовых трубок с сопутствующими им силлами и дайками щелочного состава также располагаются на поднятых блоках фундамента в бортах палеорифтовых впадин.

Примечательно, что развитие континентального рифтогенеза и связанного с ним магматизма происходило именно в те периоды (средний рифей и средний палеозой), когда плита ВЕП в ходе своего дрейфа пересекала экваториальный "горячий пояс" Земли [6], для которого характерна концентрация горячих точек и плюмов. Поэтому значительно увеличивалась вероятность прохождения края литосферной плиты ВЕП, находившейся в геодинамической обстановке растяжения, над горячей точкой или плюмом. Это могло служить причиной проявления глубинного (мантийного) магматизма, как это произошло в среднем палеозое в пределах Беломорской рифтовой системы, где фиксируется щелочно-ультраосновной и щелочной магматизм. С начала карбона фиксируется уже плитный этап развития этого региона, продолжающийся до настоящего времени.

Формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность, на что указывает анализ рельефа морского дна. Морфологическое оформление нынешнего морского бассейна связано с неоген-четвертичными тектоническими движениями. Морские условия установились для бассейна в среднем голоцене около 6000

лет назад, откуда ведет свою историю уже современное Белое море [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№98-05-64737 и 97-05-65083).

Литература

1. *Pesonen L.J., Torsvik T.H., Elming S.-A., Bylund G.* Crustal evolution of Fennoscandia – palaeomagnetic constraints // *Tectonophysics*. 1989. №162. P.27–49.
2. *Torsvik T.H., Tait J., Moralev V.M. et al.* Ordovician paleogeography of Siberia and adjacent continents // *J. Geological Society*. London. 1995. V. 152. P. 279–287.
3. *Моралев В.М., Балуев А.С., Глуховский М.З. и др.* Структурное положение проявлений среднепалеозойского магматизма на Восточно-Европейской платформе // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1998. №2. С. 16–27.
4. *Моралев В.М., Аракелянц М.М., Балуев А.С. и др.* Новые данные о среднепалеозойском магматизме севера Восточно-Европейской платформы // *ДАН*. 1998. Т. 361, № 4. С. 514–517.
5. *Пржиялговский Е.С., Моралев В.М., Балуев А.С. и др.* Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1996. № 5. С. 3–10.
6. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // *Геотектоника*. 1994. №6. С. 3–15.
7. *Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др.* Геология Белого моря // *Сов. геология*. 1980. № 4. С. 45–55.

В.А.Басистый, А.А.Буйских¹

Геотермические градиенты многолетнемерзлых пород как признак неотектонических движений

В докладе излагаются некоторые результаты моделирования на ПЭВМ температурных полей многолетнемерзлых горных пород, которые сформировались в условиях неотектонических движений, сопровождающихся осадконакоплением или денудацией.

В качестве исходной информации использовались геокриологические условия, характерные для межгорных впадин восточного фланга Яно-Кольмской складчатой системы. В данном регионе выделяется около 40 депрессий.

Тектоническая активность блокового характера в позднем плейстоцене и голоцене обусловила здесь не только привнос, но и перераспреде-

¹ Северо-Восточная научно-исследовательская мерзлотная станция (СВ НИМС) ИМЗ СО РАН, Магадан, Россия

ление рыхлого материала. При относительно быстрых и значительных по размаху вертикальных движениях отдельных блоков в границах многих из них происходило компенсационное осадконакопление за счет рыхлого материала, сносимого с горного обрамления, либо других блоков,двигающихся медленнее и подвергающихся процессам денудации.

По имеющимся данным [1], скорости осадконакопления в позднем плейстоцене и голоцене могли достигать 1,5 см/год. Такой же, вероятно, была и интенсивность процессов денудации.

В условиях криолитозоны неотектонические движения, сопровождающиеся процессами осадконакопления, приводят к формированию многолетнемерзлых пород (ММП) повышенной мощности. При денудации, наоборот, происходит уменьшение многолетней мерзлоты [1].

Помимо мощности мерзлоты, изменяется и ее температурный градиент.

Расчеты выполнялись на основе численных методов решения одномерной задачи Стефана при заданной температуре на поверхности -3°C . Результаты отражены в таблице.

При температуре на поверхности -3°C и отсутствии движений температурный градиент ММП составлял $-0,015^{\circ}\text{C}/\text{м}$. При неотектонических движениях с компенсационным осадконакоплением со скоростями 0,1–1,0 см/год температурный градиент изменялся от 0,012 до $0,002^{\circ}\text{C}/\text{м}$ (см. табл.). При неотектонических движениях блоков с одновременной денудацией произошло увеличение абсолютных значений градиентов (см. табл.).

Температурные градиенты многолетнемерзлых пород при разных скоростях осадконакопления и денудации

Осадконакопление		Денудация	
Скорость, см/год	Температурный градиент, $^{\circ}\text{C}/\text{м}$	Скорость, см/год	Температурный градиент, $^{\circ}\text{C}/\text{м}$
0,0	0,015	0,0	0,015
0,1	0,012	–	–
0,2	0,010	–	–
0,3	0,08	0,3	0,016
0,5	0,006	0,5	0,012
0,7	0,004	–	–
1,0	0,002	1,0	0,033

Температурные поля горных пород в некоторых случаях могут отражать интенсивность и направленность неотектонических движений.

Полученные результаты могут быть положены в основу разработки метода определения скоростей неотектонических движений в криолитозоне и выделения разломов, активных в позднем плейстоцене и голоцене.

Литература

1. *Basisty V.A., Buisikh A.A.* Evolution of permafrost in environments with rapid sedimentation and denudation // 7th International conference on permafrost. Yellowknife, N.W.T. Canada, 23–27 June 1998. P. 31–34.

**Д.М.Бачманов¹, Т.П.Иванова², А.И.Кожурин¹,
В.Г.Трифонов¹**

Проблемы континентальной коллизии: современный коллизийный пояс Загроса

Загросская орогеня является классическим проявлением современной континентальной коллизии. Она имеет значение важного эталона, тектонотипа, благодаря отсутствию доколлизийных деформаций и возможности применения специальных методов подробного восстановления истории ее неотектонического развития. Вместе с тем, специфика региональных условий тектогенеза (весьма высокая реологическая расслоенность литосферы и ее неоднородность вдоль простираения коллизийной зоны) ставит ее на особое место в ряду сравнения со сходными геодинамическими обстановками.

Опыт наших предшественников (М.Баразанджи, М.Берберян, Л.А.Савостин и др.) показал, что после закрытия Неотетиса в позднем эоцене и до раннего миоцена включительно относительное перемещение Аравии и Иранского массива носило праводвиговой характер и не сопровождалось значительными деформациями. Средний и, возможно, начало позднего миоцена были фазой лобового столкновения и активного развития орогенеза. На третьем, плиоцен-четвертичном, этапе косое сближение плит обусловило формирование сложного структурного парагенеза, отражающего комбинацию условий сжатия и сдвига.

Важнейшим фактором структурообразования в Загросе является разноранговая тектоническая расслоенность литосферы. В составе чехла присутствуют несколько региональных горизонтов солей разной мощности. Эвапориты Ормузской формации (мощностью до 3 км) в подошве чехла обуславливают его срыв и независимые от фундамента деформации. Верхняя кора и нижняя часть литосферы также разделены горизонтом повышенной пластичности. В то же время, сам стиль деформаций на разных глубинных уровнях различен. В чехле (особенно в его верхних уровнях) преобладают пликвативные складчатые и флексурные фор-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

мы. В древних отложениях чехла и верхних горизонтах фундамента главную роль играют блоковые движения по разрывам. В нижних частях коры поперечное укорочение реализуется, скорее всего, путем пластического скупивания материала.

Исследования, проведенные нами в 1996–1999 гг., показали, что главная тенденция развития коллизионного процесса в Загросе состоит в последовательном распространении деформаций в сторону Месопотамского передового прогиба с периодическим вовлечением в орогенез все новых зон. Таких главных продольных зон выделяется четыре. По мере омоложения это: Чешуйчатая зона, зоны Высокого и Низкого Загроса, а также Предгорная зона, лишь начавшая свое развитие. Палеомагнитные определения более чем 200 образцов показали, что позднеорогенная молассовая формация Бахтиари (конгломераты с различной долей песчаников) последовательно и дискретно омолаживается с северо-востока на юго-запад. Возраст основания ее разреза связан с началом складчатости в соответствующей продольной зоне орогена. Для Чешуйчатой зоны это конец миоцена, для зоны Высокого Загроса – граница миоцена и плиоцена, для Низкого Загроса – начало позднего плиоцена. Фациальные аналоги Бахтиари в Предгорной зоне имеют средне-позднеплейстоценовый возраст. Для них характерен аномально тонкий песчанистый состав, что связано с незавершенностью орогенеза в этой зоне.

Процесс распространения деформаций на юго-запад носит импульсный, дискретный характер. Складчатость чехла перед фронтом орогенеза носит вначале рассредоточенный характер, развивается с нарастанием скорости деформаций и завершается формированием единой фронтальной флексуры, окончательно обособляющей новую складчатую зону. В этот заключительный этап образуется полоса особенно интенсивной складчатости в ее передней части. Например, в пределах зоны Низкого Загроса позднеплиоценового возраста выделяется узкая подзона Передовых складок, которая является как самой высокой и контрастной, так и наиболее молодой (среднеплейстоценовой). В передней части зоны Высокого Загроса расположена аналогичная Фирузабадская подзона, также аномальная по своим возрастным и геоморфологическим характеристикам. В свою очередь, Предгорная зона перед фронтом Загроса находится в настоящий момент на начальной стадии рассеянных пликативных деформаций и еще не ограничена с юго-запада единой флексурно-складчатой структурой.

Тектоническое развитие более древних складчатых зон продолжается и после активизации новых. Общее тектоническое скупивание и блоковое торошение легкого верхнекорового материала приводит к изостатическому воздыманию территории с формированием региональной гипсометрической ступени, поднятой относительно более молодых тектонических зон. Наиболее выражены две такие ступени, соответствующие фронтальным флексурам Низкого и Высокого Загроса.

Второй основной тезис касается разломной структуры региона. Главный современный разлом Загроста, наследуя коллизионный шов, является сейчас активным правым сдвигом. Продолжающий его на юго-восток Главный взброс проявляется лишь в слабых вертикальных движениях. Отклоняющаяся к югу от места их сочленения зона разломов Дена является основной разрывной структурой, имеющей значительную горизонтальную составляющую перемещений.

Далее к югу сформирована характерная система разломов, выраженная серией дугообразных зон, выгнутых в сторону фронта орогенеза и вложенных одна в другую. Одна из них состоит из Казерунской и Фронтальной зон. Вторая представлена зоной Карабас. К третьей (с долей условности) можно отнести разлом Сервестан. Общей чертой всех трех зон является зависимость кинематики движения от ориентировки соответствующего участка разлома. Меридиональные (северные) сегменты зон являются правыми сдвигами, далее на юг (по мере изменения их простирания на юго-восточное) все отчетливее проявляется надвиговая составляющая. Показательно, что две главные зоны (Казерунская и Карабас) почти смыкаются на севере с юго-восточными окончаниями разломов Дена. Такая система выглядит формой рассредоточения горизонтальных движений, локализованных на севере в единой зоне Главного современного сдвига, при их трансформации в надвиги.

Юго-восточные (надвиговые) сегменты главных систем разломов (Казерун-Фронтальная и Карабас) приурочены к фронтальным флексурам, соответственно, зон Низкого и Высокого Загроста. Вместе с тем, границы главных зон совпадают с разломами, достигающими фундамента. С ними связано большинство глубинных соляных диапиров–протрузий с ксенолитами метаморфизованных изверженных пород. Нарушения фундамента здесь подтверждено также геофизическими методами.

Третий главный тезис касается общей модели тектогенеза в пределах Загростского орогена и геодинамической интерпретации феномена его продольной сегментации. После завершения формирования очередной зоны орогена перед его фронтом начинают образовываться разрозненные складки чехла. По достижении некоторой степени деформации в их ядрах развиваются локальные срывы по эвапоритовым горизонтам (прежде всего, – подошвенному), рано или поздно объединяющиеся друг с другом. По мере дальнейшего сжатия этот процесс приобретает лавинообразный характер и завершается формированием единого срыва всей пластины чехла, во фронтальной части которой под действием этого импульса движения происходит особенно интенсивная складчатость. Глубинный срыв, как правило, не достигает поверхности, но выражается региональной фронтальной флексурой, четко ограничивающей с юго-запада новую складчатую зону.

Продольная сегментация Загроста выражена двумя главными тектоническими провинциями – Дезфул и Фарс, разделенными Казерунской зоной нарушений. Они различаются величиной общего поперечного со-

крашения. В секторе Фарс область орогенеза более широкая, при этом складчатость интенсивна на большей части территории и почти не убывает по направлению к фронтальной части. В Дезфуле область орогенеза более узкая, но при этом основная часть ее относительно слабо деформирована и интенсивная складчатость тяготеет к узкой тыловой зоне вдоль разлома Дена. Это говорит в пользу того, что значительная часть чехла провинции Дезфул была перекрыта надвигами при формировании Чешуйчатой зоны.

Мафический состав ксенолитов в соляных диапирах и характерный вулканизм в тылу коллизионной зоны сектора Фарс позволяют предположить в его составе кору переходного, субокеанического типа. Предопределенные этим с докембрия различия реологических свойств литосферы обуславливают многие особенности механизмов тектогенеза в секторах Дезфул и Фарс. Например, в Дезфуле отсутствует или утонен слой эвапоритов в основании чехла. Это затрудняет его срыв, и деформации локализуются в области непосредственного контакта литосферных плит (разлом Дена и Чешуйчатая зона). В Фарсе возможность проскальзывания по соляной смазке позволяет расширить область деформаций и при этом избежать поглощения материала чехла в зоне коллизионного шва.

Различный тип коры оказывает влияние и на общие прочностные свойства плит, участвующих в коллизионном процессе. В отличие от мощной континентальной литосферы провинции Дезфул (способной передавать тектонические напряжения на значительные расстояния), утоненная литосфера Фарса легче подвергается разного рода деформациям, начиная с торошения фундамента и заканчивая складчатостью чехла. В любом случае, здесь значительно большую роль играют разломы глубокого заложения, определяющие региональную новейшую структуру (в частности, – поперечную зональность орогена).

Отсутствие современной надвиговой составляющей в зоне коллизионного шва (Главного разлома Загроса) заставляет предположить, что активное пододвигание литосферы Аравии под Иранский массив в позднем миоцене с усилением фактора трения исчерпало себя и сменилось процессом возникновения все новых сколов фундамента Аравийской платформы с формированием над ними разновозрастных складчатых зон чехла. Эта тенденция более характерна для провинции Фарс с ее относительно тонкой корой.

Особенности строения и соотношений Джидинского, Хамар-Дабанского и Тувино-Монгольского террейнов на северной окраине Палеоазиатского океана

Северная окраина Палеоазиатского океана, примыкающая к южной границе Сибирского суперконтинента, представляет собой сложную мозаику террейнов, различающихся своеобразием индивидуального строения и особенностями соотношения. Рассматриваемый фрагмент Палеоазиатского океана включает достаточно крупный составной Тувино-Монгольский, Джидинский и Хамар-Дабанский террейны.

Главной особенностью Тувино-Монгольского супертеррейна является то, что в фундаменте его в настоящее время выделяется серия разнотипных субтеррейнов: раннедокембрийский кратонный Гарганский с рифейским карбонатным чехлом, океанический Оспинский и островодужный Хугейн-Сархойский рифейские субтеррейны.

Существование раннедокембрийского кратонного субтеррейна в северной части Тувино-Монгольского микроконтинента осларивается [3] в связи с тем, что в Сангиленском нагорье в результате геохронологических исследований был определен возраст ($536\pm 5,7$, 521 ± 12 и 507 ± 14 млн лет) соскладчатых и раннескладчатых интрузивных пород моренского и эрзинского комплексов, которые прежде относились к раннему докембрию и определяли возраст и тип фундамента. Здесь действительно оказались тектонически совмещенными в раннем кембрии вдоль западной шарьированной границы микроконтинента с Хамсаринским островодужным террейном рифейские разнофациальные метаморфиты и отложения осадочного чехла пассивной окраины. Последние достаточно полно представлены на значительной площади микроконтинента (рисунок), что позволяет предполагать участие в строении Тувино-Монгольского микроконтинента субтеррейна, аналогичного Гарганскому, у которого оказался нескрытым древний фундамент, но полностью сохранен рифейский чехол пассивной окраины.

Возможно, эти кратонные субтеррейны являются мелкими фрагментами распавшегося в рифее (~700 млн лет) Родиния [4], которые перед вендом в результате амальгамации с островодужным Хугейн-Сархойским и океаническим Оспинским террейнами образовали северный фрагмент Тувино-Монгольского супертеррейна. В венде-кембрии этот супертеррейн представлял собой микроконтинент, благоприятный для накопления карбонатных и терригенно-карбонатных отложений (боксонская и хубсугульская серии и их аналоги) пассивной окраины, которые слагают единый постамальгамационный чехол на обширной территории.

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

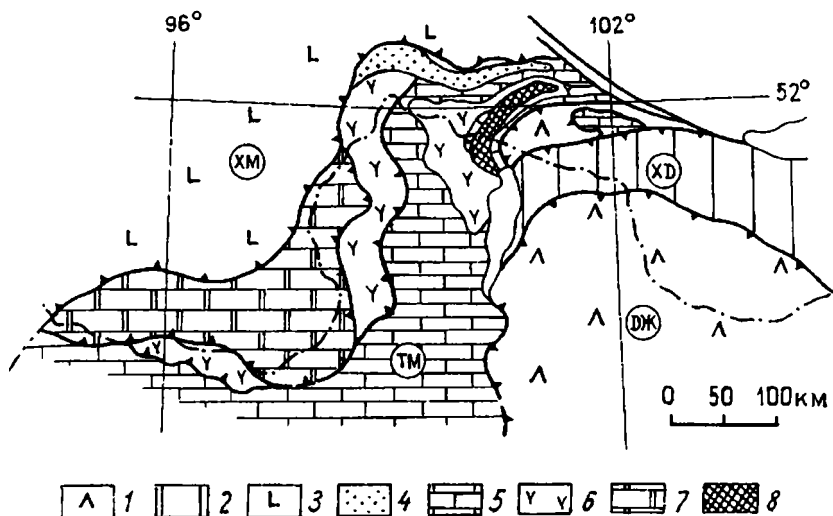


Схема размещения террейнов

Террейны: 1 – Джидинский; 2 – Хамардабанский; 3 – Хамсаринский; 4–8 – Тувино-Монгольский: 4 – Окинский субтеррейн; 5 – венд-кембрийский чехол; 6 – Хугейн-Сархойский рифейский субтеррейн; 7–8 – Гарганский субтеррейн: (7 – ранне-рифейский чехол; 8 – раннедокембрийский фундамент)

Джидинский террейн является типично островодужным с элементами океанического. С севера он контактирует с Хамар-Дабанским террейном, а с запада – с Тувино-Монгольским по зоне надвига. Главной особенностью Джидинского террейна является покровно-складчатое строение. В северной части террейна выделяется один из наиболее крупных покровов – Зунмуринский, перекрывающий в виде сложного аллахтона Хамар-Дабанский террейн. В строении многочисленных покровов, занимающих центральную часть Джидинского террейна, принимают участие венд-кембрийские титанистые высокохромистые базальты, бониниты с прослоями яшм, субщелочные базальты, андезито-базальты, кремни, граувакки, карбонатные отложения – симаунты с фауной археозат и, в меньшей мере, условно позднекембрийские офиолиты, представленные телами реститовых ультрабазитов, базитов кумулятивного комплекса и габброидами.

Интенсивно проявлен магматизм субдукционного типа (габбро-плагиограниты с возрастом 540 млн лет). В основании покровов, как правило, отмечается серпентинитовый меланж с олистостромами пород офиолитовой ассоциации. Перекрывающие серии представлены флишоидными отложениями (O-S) и молассой (D?).

Возможно, обособленным фрагментом Джидинского террейна является Тункинский тектонический покров, перекрывающий венд-кембрийский теригенно-карбонатный чехол краевой части Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы юго-восточной части Восточного Саяна). Этот покров сформировался в период ордовик-силурийской аккреции [1].

Хамар-Дабанский террейн представлен отложениями слюдянской, хангарульской и хамардабанской серий. Главными особенностями его являются зональный метаморфизм, достигающий гранулитовой фации, и сложная тектоника. Граничит этот террейн с Сибирским кратоном, Джидинским и Тувино-Монгольским террейнами. Отсутствие достоверных данных по геохронологии позволяло долгое время господствовать представлению о раннекембрийском возрасте серий и древнем метаморфизме. Эти отложения отождествлялись с выступами фундамента Сибирского кратона или рассматривались в качестве фундамента так называемой Байкальской глыбы. Полученные новые данные по результатам U-Pb геохронологических исследований [2] подтвердили представление о принадлежности отложений высокометаморфизованных серий Южного Прибайкалья, в частности, Хамар-Дабанского террейна, к каледонскому складчатому поясу. Эти данные свидетельствуют также о том, что метаморфизм гранулитовой фации, которая является фрагментом полифациального метаморфизма проявленного вдоль зоны сочленения его с Сибирским кратоном, имеет раннепалеозойский возраст ($481 \pm 5 - 474,5$ млн лет).

Южная граница Хамар-Дабанского террейна конформна покровно-складчатой структуре Джидинского террейна. Зун-Муринский покров располагается в пределах Хамар-Дабанского террейна, вписываясь в сложную пограничную покровно-складчатую структуру. Северная граница Хамар-Дабанского террейна условно проводится по Тункинской долине под мощными четвертичными отложениями и только в северо-восточном Прихубсугулье наблюдается надвигание отложений харагольской свиты Хамар-Дабанского террейна на Тункинский покров.

Покровные структуры центральных частей Хамар-Дабанского террейна пока только предполагаются. Судя по единой метаморфической зональности для Хамар-Дабанского и Джидинского террейнов, а также по секущему положению изоград метаморфизма по отношению к покровно-складчатым структурам, амальгамация их произошла несколько раньше, чем аккреция с Сибирским кратоном и Тувино-Монгольским микроконтинетом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№99-05-65634, 99-05-65643).

Литература

1. *Боос Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 143 с.
2. *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др.* О возрасте метаморфизма Слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье): Результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // *Петрология*. 1997. Т. 5, №4. С. 380–393.
3. *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: Результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // *Петрология*. 1999. Т. 7, №2. С. 174–190.
4. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // *Геотектоника*. 1999. №3. С. 21–41.

Т.П.Белоусов, С.Ф.Куртасов, Ш.А.Мухамедиев¹

Новейшая геодинамика Кавказ-Загросского региона

В последние годы работы по оценке сейсмической опасности сопровождаются геодинамическими исследованиями, направленными на корректный выбор механизмов формирования сейсмоактивных регионов. Их проведение особенно полезно в пределах зон сочленения крупных структурных образований, таких как Аравийская и Евразийская литосферные плиты. Получение положительных результатов возможно лишь при детальном анализе тектонофизических данных об ориентациях осей сжатия и растяжения полей палеонапряжений. Наличие тектонофизических данных позволяет устанавливать закономерности становления современных структурных планов регионов и выявлять тенденцию их развития.

В начале 80-х годов нами разработана методика реконструкции палеонапряжений по трещиноватости осадочных горных пород. Она подробно рассмотрена в монографиях и многочисленных статьях [Белоусов, Куртасов, Мухамедиев, 1990, 1991, 1994, 1997, 1998 и др.]. Согласно развитым в этих работах представлениям, системы трещин в осадочных породах любого возраста несут информацию об ориентации главных осей палеонапряжений, действующих в период литификации породы. Методика реконструкции палеонапряжений основана на выводах теории локализации о том, что образование слоев локализационной неустойчивости, каркаса будущей трещиноватости, происходит при горизонтальном расположении слоя осадочной породы и время их заложения примерно совпадает с возрастом осадочной породы. Оси сжатия и растяже-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

ния при наличии двух систем сопряженных слоев локализации совпадают с биссектрисами углов между этими системами.

К настоящему времени нами собраны данные по трещиноватости мезозой-кайнозойских пород около 20 регионов Земли. В их числе: Горный Крым, Центральное Предкавказье, Большой Кавказ и Юго-Восточный Загрос. Это позволило реконструировать ориентацию главных осей полей палеонапряжений данных регионов и сделать предварительные выводы о новейшей геодинамике Кавказ-Загросского региона.

Согласно современным взглядам на эволюцию Земли, в ее тектонической истории в конце средней юры начался *позднемезозой-кайнозойский этап развития*. Он был связан с распадом Пангеи, образованием молодых океанов и формированием их современной структуры. Для начала процесса было характерным заложение субширотной части Центральной Атлантики и восстановление широтного океанского пространства, разделявшего ранее Гондвану и Лавразию [Хаин, Ломизе, 1995; и др.]. Результаты анализа данных наших неотектонических исследований и тектонофизических реконструкций не противоречат этим мобилистским представлениям. Они свидетельствуют, что позднемезозой-кайнозойский этап развития весьма активно проявился и в пределах Кавказ-Загросского региона. Однако на севере региона в районе Кавказа и Крыма его начало приходится не на конец средней, а на границу ранней и средней юры. Изменение геодинамической обстановки обусловило здесь смену ориентаций главных осей поля напряжений. При этом, ось максимального сжатия имела ориентировку в ССЗ направлении.

В конце юры – начале мела началось формирование субмеридионального участка Атлантического и северной части Индийского океанов. Их активное расширение способствовало постепенному сближению Африки–Аравии и Индостана с Евразией. Это привело в середине мела к остановке расширения Мезотетиса и последующему его сокращению [Хаин, Ломизе, 1995]. Анализ комплекса тектонофизических данных по изученным нами территориям позволяет предполагать, что геодинамическая перестройка произошла и в пределах Кавказ-Загросского региона. На севере она проявилась в конце раннего мела, обусловив резкую смену ориентаций главных осей палеонапряжений. В результате этого, ось максимального сжатия в Горном Крыму приобрела ориентировку по линии ВСВ–ЗЮЗ, а на Кавказе – СВ–ЮЗ. В Копетдаге ось сжатия в конце раннего мела была направлена на ССВ–ЮЮЗ. На юге Кавказ-Загросского региона в пределах центральной части Юго-Восточного Загроса ось сжатия в это время, как и в Горном Крыму, была ориентирована по линии ВСВ–ЗЮЗ.

В самом начале кайнозойского времени Африка вместе с Аравией устойчиво перемещалась в ВСВ направлении. На границе эоцена и олигоцена началось формирование рифта Красного моря, что обусловило обособление Аравийской литосферной плиты от Африки. В последующее время она продолжала перемещаться в сторону Евразии самостоятельно,

целенаправленно сближаясь с ней. Ось сжатия палеогенового поля напряжений в центральной части Внешней зоны Загроса по-прежнему была ориентирована по линии ВСВ–ЗЮЗ. При этом, по сравнению с мелом она незначительно отклонилась к северо-востоку. В таком же направлении была ориентирована в палеогене ось сжатия на севере Кавказ-Загросского региона в пределах Большого Кавказа.

В неогеновое время в устойчивом перемещении Аравийской плиты в сторону Евразии наметились некоторые изменения. В раннем миоцене в период накопления осадков формации Гачсаран Внешняя зона Юго-Восточного Загроса продолжала развиваться под воздействием сжатия, ориентированного по линии, близкой к СВ–ЮЗ. На севере Кавказ-Загросского региона в районах Центрального Предкавказья и Степного Крыма сжатие было ориентировано на СВ–ЮЗ, в Горном Крыму – по направлению ВСВ–ЗЮЗ. В среднем миоцене на южном фланге региона в период накопления осадков Гури и Мишан произошло осложнение геодинамической обстановки. Оно было связано, по нашему мнению, с кратковременным изменением направления перемещения Аравийской плиты. К сожалению, имеющиеся тектонофизические данные не позволяют реконструировать ориентацию оси сжатия этого времени однозначно. Нами предложены два варианта направлений оси сжатия поля палеонапряжений. Согласно первому варианту она имела ориентацию между линиями ССВ–ЮЮЗ и СВ–ЮЗ. По второму варианту, сжатие претерпело изменение направленности на 90°, приобретя ориентацию между линиями ЗСЗ–ВЮВ и СЗ–ЮВ. Следует подчеркнуть, что трещиноватость осадочных пород Гури и Мишан по сравнению с другими формациями является наиболее трудно интерпретируемой. Это косвенным путем подтверждает наше предположение о сложности геодинамической обстановки в данный период развития региона.

На севере Кавказ-Загросского региона в районе Центрального Предкавказья ось сжатия в среднем миоцене по-прежнему была ориентирована в СВ–ЮЗ направлении. Но в среднем сармате позднего миоцена, когда на южном фланге этого региона сжатие вновь стало направленным на СВ–ЮЗ, в северной части произошла переориентировка его оси на ССЗ–ЮЮВ. Следует напомнить, что территория Центрального Предкавказья располагается от Внешней зоны Юго-Восточного Загроса примерно в 2000 км к север-северо-западу. Геодинамическая перестройка, проявившаяся на юге Кавказ-Загросского региона в среднем миоцене, дошла до его северной части лишь к середине позднего миоцена. Все это подтверждает предположение, что кратковременные изменения геодинамической обстановки в Кавказ-Загросском регионе обусловлены одним процессом, а именно: изменениями направлений движения Аравийской литосферной плиты. К этому времени она практически полностью сблизилась с Евразией [Savostin et al., 1986]. Начался процесс коллизии, что обусловило усиление воздействия Аравийской плиты на Евразийскую. С юга на север ее давление на блоки земной коры распространя-

лось довольно медленно и постепенно.

В позднем сармате ось сжатия в Центральном Предкавказье вновь была направлена по линии, близкой к СВ–ЮЗ. В дальнейшем, на протяжении плиоцена и плейстоцена, такая ориентация сжатия в пределах Кавказ-Загросского региона устойчиво сохранялась. Лишь в голоцене на юге региона сжатие приобрело направление по линии ВСВ–ЗЮЗ.

Процесс сближения Аравийской и Евразийской литосферных плит, по-видимому, продолжается и на современном этапе развития. Об этом свидетельствуют данные по механизмам очагов землетрясений. На юге Центрального Предкавказья и на Северном Кавказе для направлений оси сжатия в очагах сейсмических толчков характерны СВ и С простирания [Милановский и др., 1989]. На Малом Кавказе в Армении региональные напряжения сжатия имеют преобладающие ССВ и С направления [Назаретян и др., 1989]. В пределах Внешнего Загроса ось современного сжатия ориентирована в СВ и ССВ направлениях [Nowroosi, 1972].

**С.Ю.Беляев, А.Э.Конторович, В.О.Красавчиков,
М.М.Немирович-Данченко, Е.В.Деев, С.В.Зиновьев,
С.С.Ершов, М.А.Левчук, Г.И.Резяпов, Г.Г.Шемин¹**

Тектоника юрского комплекса мезозойско-кайнозойского осадочного чехла севера Западно-Сибирской плиты

Имеющиеся в настоящее время обобщения в виде тектонических карт, схем и т.д. (Н.Н.Ростовцев, Ф.Г.Гурари, В.П.Казаринов, В.С.Бочкарев, Г.К.Боярских, А.Э.Конторович, К.И.Микуленко, И.И.Нестеров, М.Я.Рудкевич, В.С.Старосельцев, В.С.Сурков) сыграли видную роль в исследовании тектоники осадочного чехла Западно-Сибирской плиты (ЗСП). Однако они базировались на имеющейся в то время геолого-геофизической информации. Накопленная к настоящему времени информация, появившиеся новые методы и методики ее обработки, позволяют на качественно новом уровне создавать модели, отражающие строение плитного комплекса (чехла) ЗСП. В работе представлена модель, отражающая морфологические особенности строения нижней части чехла ЗСП.

Для создания модели в качестве исходного фактического материала использовались электронные версии структурных карт по опорным отражающим горизонтам (ООГ), сейсмические профили и данные глубокого бурения.

¹ Институт геологии нефти и газа (ИГНГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

Структурные карты построены по геологически привязанным ООГ в чехле. Выбор отражающих горизонтов определялся их геологической значимостью и прослеживаемостью на площади. Построение осуществлялось в рамках методики модельной компьютерной картографии [1], которая позволяет производить гладкое сопряжение произвольной совокупности не вполне согласованных разномасштабных (от 1:50 000 до 1:200 000) и разнофактурных карт в изолиниях по отдельным районам. Таким образом, построенные структурные карты масштаба 1:500 000 и 1:1 000 000 по основным структурным поверхностям нижней части чехла (подошва и кровля юрских отложений), сохраняют детальность исходных карт; процедура построения структурных карт постоянно контролировалась данными глубокого бурения.

При использовании математических моделей карт (регулярных сеток) возможен быстрый переход от одного масштаба построений к другому с соответствующим изменением шага изолиний. Обработка математических моделей соответствующими программными продуктами позволяет получить комплект производных карт в изолиниях: карт мощностей, градиентов, вторых производных и др.

Тектоническая карта построена по кровле юрского комплекса (традиционно за эту поверхность принимается горизонт Б), наиболее полно отражающей его морфологию. Структурные элементы выделялись в соответствии с существующими классификациями [2, 3 и др.]. Выделение на карте положительных, отрицательных, промежуточных структур разного ранга и седловин позволило выдержать один из главных принципов тектонического районирования – разделить всю территорию на совокупность одноранговых структур без остатка. Использование в качестве основы построения более детальных, чем ранее, структурных карт дало возможность в значительной мере уточнить, а в ряде случаев и принципиально изменить рисунок структурных элементов.

Кроме пликативных структур, на карте показана система линейных зон, для выделения которых дополнительно анализировались карты градиентов, оттененного рельефа и т.д. Различными условными знаками показаны зоны: 1) смещения по которым подтверждаются анализом сейсмических профилей (дизъюнктивные нарушения); 2) не пересекающиеся сейсмическими профилями (могут представлять собой как разломы, так и флексуорообразные перегибы).

На отдельные территории построены тектонические карты и по другим отражающим горизонтам (например, по подошве юрского комплекса на севере Широтного Приобья). Наложение структурных планов подошвы и кровли юрского комплекса иллюстрирует смещение границ структурных элементов в вертикальном разрезе [4].

Дополнить и развить представления о структуре осадочного чехла и деформационных характеристиках слагающих его комплексов помогают построенные по отдельным отражающим горизонтам морфотектонические карты и формализованный анализ мощностей [5–7].

Серия субмеридиональных и субширотных сейсмогеологических профилей, полученных в результате интерпретации региональных сейсмических разрезов [8], позволяет проследить морфологические особенности структурных поверхностей и заключенных между ними тел в вертикальном разрезе.

Перечисленные материалы (двумерные графические модели структурных, морфотектонических, тектонических карт и карт мощностей, объединенные системой опорных сейсмогеологических профилей), собранные в единый банк данных и проанализированные по единой методике [9], представляют собой каркас модели тектоники нижней части осадочного чехла северных районов ЗСП.

Литература

1. Красавчиков В.О., Беляев С.Ю., Букреева Г.Ф. и др. Региональные структурные карты повышенной детальности по опорным отражающим горизонтам чехла северных и центральных районов Западно-Сибирской плиты) // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири: Тез. докл. Т. 2. Томск, 1998. С. 80–82.
2. Решение совещания по классификации платформенных структур. Л., 1963. 16 с.
3. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э.Конторович., И.И.Нестеров, Ф.К.Салманов и др.). М.: Недра, 1975. 680 с.
4. Беляев С.Ю., Деев Е.В., Ершов С.С., Зиновьев С.В. Структура юрского комплекса севера Широтного Приобья // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1355–1362.
5. Чиков Б.М. Морфотектоническая карта чехла молодых платформ (на примере Западной Сибири) // Геология нефти и газа. 1996. № 11. С. 22–27.
6. Деев Е.В., Зиновьев С.В. Морфотектоника кровли нижнего структурного яруса чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Газовском междуречье // Геология нефти и газа. 1999. № 7–8. С. 2–9.
7. Чиков Б.М. Формализованный анализ мощностей отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геология нефти и газа. 1998. № 12. С. 11–17.
8. Резяпов Г.И., Колесников А.Л. Выделение региональных сейсмостратиграфических комплексов в северной части Западной Сибири по данным сейсморазведки МОГТ // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири: Тез. докл. Т. 2. Томск, 1998. С. 122–123.
9. Чиков Б.М., Беляев С.Ю., Деев Е.В., Зиновьев С.В. Принципы построения объемных моделей тектоники платформенных чехлов // Новые идеи в науках о Земле: Тез. докл. Т. 1. М., 1999. С. 146–147.

Связь геодинамики, магматизма и Cu-Mo-порфирового оруденения (Сибирь, Монголия)

В южном складчатом обрамлении Сибирского кратона Cu-Mo-порфировые месторождения формировались от девона до позднего мезозоя включительно, локализуясь в центрах многократной эндогенной активности. В последних обычно выделяются два сложных по составу и длительных по развитию интрузивных комплекса. Ранний (вмещающий) комплекс включает гранитоидные плутоны (батолиты), поздний (рудоносный порфировый) – мелкие тела (штоки, дайки) порфировых пород, близких по составу к вмещающим гранитоидам. Cu-Mo-порфировые центры приурочены к трансрегиональным магматическим поясам, среди которых наиболее продуктивными в отношении оруденения являются раннепалеозойский, позднепалеозойский и мезозойский. Центры с порфировым оруденением локализуются в зонах пересечения разломов с простирианием, параллельным вмещающему трансрегиональному поясу и поперечным ему.

Раннепалеозойский магматический пояс, наиболее протяженный (от Кузнецкого Алатау и Тувы на западе до Становика на востоке), заложился в венде на окраине Палеоазиатского океана и развивался до силура. Оруденение, связанное с развитием этого пояса, проявлено в северо-западном его сегменте и не прослеживается в южной и восточной его частях, испытавших тектономагматическую активизацию в позднем палеозое и мезозое. Рудообразующий магматический процесс развивался в континентальной коре, сформировавшейся на океанической плите в рамках одного (каледонского) тектономагматического этапа. В связи с этим отчетливо прослеживается влияние мантийного источника на развитие магматизма. С деплетированной мантией связано формирование магматических систем с существенно медным оруденением, с обогащенной – систем с существенно молибденовым.

Магматические центры с существенно медным оруденением приурочены к Тувинскому террейну. Здесь островодужный комплекс представлен вулканитами дифференцированной базальт-андезит-риолитовой серии (*₁), характеризующимися пониженной щелочностью натриевого уклона. В Cu-порфировых центрах вмещающий комплекс представлен габбро-диорит-тоналитовой ассоциацией (*₂) коллизионного этапа, рудоносный порфировый – диоритовыми и тоналитовыми порфиритами, реже гранодиорит-порфиритами. Возраст порфирового комплекса исследователями трактуется как S или D. Близко по времени, но позднее "порфирового", проявился рифтогенный магматизм, представленный

¹ Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

трахибазальтами, трахириолитами, субщелочными лейкогранитами и сиенитами (D). Как и островодужные вулканы, плутоногенные гранитоиды и рудоносные порфиры характеризуются пониженной щелочностью натриевого уклона и содержаниями литофильных элементов-примесей.

Существенно молибденовые центры развиты в Кузнецко-Алатауском террейне. Островодужный комплекс представлен здесь трахириолит-трахиандезитовой толщей (V^{-1}) с монцонит-диорит-габбровыми интрузиями. Породы в целом характеризуются умеренной щелочностью натриевого профиля. Вмещающий комплекс в Мо-порфировых центрах включает коллизионные плутоны монцонит-диорит-граносиенит-гранитового состава (^2-O), с которыми ассоциируют мелкие рудопроявления меди и молибдена. Основная минерализация связана с рудоносным порфировым комплексом (диоритовые порфириты, граносиенит- и гранит-порфиры). Породы порфирового комплекса наследуют характерные особенности вмещающих коллизионных гранитоидов: повышенную щелочность умеренно натриевого уклона, обогащенность литофильными элементами, мантийные отметки (Sr/Sr_0), рудную специализацию. Вместе с тем временной разрыв между становлением вмещающего плутона и порфиров составляет 20–30 млн лет. По изотопным датировкам развитие порфиров совпадает с началом рифтогенного магматизма в регионе.

Позднепалеозойский вулканоплутонический пояс формировался на окраине Сибирского континента в связи с субдукцией океанических плит (Монголо-Охотской и Палеотетис). Для этого пояса характерны месторождения с повышенной ролью меди. Наиболее продуктивен западный (Северо-Монгольский) сегмент протяженного Селенгино-Витимского пояса, который включает раннюю известково-щелочную дифференцированную (андезит-дацит-риолитовую) серию нормальной и повышенной щелочности натриевого профиля с комагматичными интрузиями (P_{1-2}) и позднюю бимодальную (базальт-комендит-пантеллитовую) с щелочными гранитами (P_2-T). Вмещающий комплекс в центрах с порфировым оруденением включает известково-щелочные породы от габбро до лейкогранитов. Рудоносный комплекс представлен диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами (преобладающими) и гранит-порфирами. Магматические породы в целом характеризуются высокими концентрациями Ba, Sr, умеренными REE и HFSE, мантийными значениями (Sr/Sr_0). Вместе с тем, временной разрыв между вмещающим и порфировым комплексами составляет около 30 млн лет. Согласно датировкам, вмещающие гранитоиды формировались синхронно с ранней дифференцированной серией вулканитов континентальной окраины, а рудоносные порфиры – близко во времени с бимодальным рифтогенным магматизмом.

Порфировое оруденение мезозойского возраста максимально развито в Забайкалье и характеризуется существенной ролью молибдена. Формирование его происходило в утолщенной континентальной коре дли-

тельного полиэтапного развития. Месторождения сконцентрированы в двух блоках, разделенных Монголо-Охотским линеаментом. Формирование вулканоплутонических ассоциаций связывается с субдукцией плиты Монголо-Охотского океана под Сибирский континент (к северу от линеамента) и под Монголо-Китайский (к югу от линеамента).

Закрытие Монголо-Охотского океана произошло в средней–верхней юре в результате столкновения Сибирского и Монголо-Китайского континентов и сопровождалось формированием коллизионных плутонов. В центрах с порфировым оруденением они сложены известково-щелочными породами нормальной и повышенной щелочности умеренно калиевого и калиевого профиля. Преобладают породы кислого состава (гранодиориты, граносиениты, граниты). Рудоносный порфировый комплекс представлен диоритовыми порфиритами, граносиенит- и гранит-порфирами. Для магматитов в целом отмечается обогащение Rb, Cs, Th, LREE, повышенная роль радиогенного изотопа Sr относительно пород порфировых центров палеозойского возраста. Временной разрыв между коллизионными плутонами и порфирами составляет около 10 млн лет. Согласно геологическим и геохронологическим данным, внедрение порфиров произошло при переходе регионов к рифтогенному режиму развития, широко проявившемуся в конце юры и в мелу.

Таким образом, рудоносные порфировые комплексы, завершающие магматическую деятельность центров длительной эндогенной активности, формируются при переходе регионов в рифтогенный режим развития, унаследовав в значительной степени петрогеохимические особенности вмещающих плутоногенных гранитоидов и вулканитов, формировавшихся на субдукционном и коллизионном этапах.

На дискриминантных диаграммах гранитоидов разного тектонического (геодинамического) положения [1, 2] вмещающие гранитоиды и порфиры Cu-Мо-магматических центров Сибири и Монголии расположены в поле гранитоидов магматических дуг (субдукционных) или в поле неразделенных гранитоидов магматических дуг и синколлизионных. Подобные факты несоответствия геологической и геохимической интерпретации геодинамической обстановки исследователи [3, 4] связывают с реактивизацией субдукционного очага и его влиянием на магматизм поздних этапов.

В развитии Cu-Мо-порфирового магматизма от палеозоя к мезозою проявляются тенденции, характерные для эволюции магматизма Центрально-Азиатского подвижного пояса в целом. От палеозоя к мезозою в Cu-Мо-порфировых узлах уменьшалась роль базитового магматизма и увеличивалась роль сиалического повышенной щелочности, что, по-видимому, обусловлено, с одной стороны, – вовлечением в магнообразование вещества континентальной коры, ростом ее мощности, способствующей глубокой дифференциации магм, а с другой – углублением мантийного источника в связи с усилением кратонизации (и жесткости) литосферы.

Литература

1. *Batchelor R.A., Bowden P.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // *Chem. Geol.* 1985. V. 48. P. 43–55.
2. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrology.* 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.
3. *Lange R.A., Carmichael I.S.E., Renne P.R.* Potassic volcanism near Mono basin, California: evidence for high water and oxygen fugacities inherited from subduction // *Geology.* 1993. V. 21. P. 949–952.
4. *Tommasini S., Poli G., Halliday A.N.* The role of sediment subduction and crustal growth in Hercynian plutonism: isotopic and trace element evidence from the Sardinia-Corsica batholith // *J. Petrology.* 1995. V. 36, № 5. P. 1305–1339.

В.М.Бирюков, Е.В.Бирюков¹

Роль геодинамического фактора при формировании глубинных серий магматических пород

В основу впервые разработанной генетической систематики Клооса–Полканова положена генетическая зависимость между формами залегания магматических тел от активности самой магмы и от строения и кинематики рамы [4, 3]. По мнению Г.Клооса [4], каждое магматическое тело отражает состояние равновесия между силами магмы и сопротивлением или противодействием вмещающих пород.

В магматических комплексах, имеющих ту или иную степень сродства с мантийным субстратом, нередко определяющую роль играют породы, которые, строго говоря, нельзя считать собственно магматическими образованиями, поскольку они не кристаллизовались из расплава. Они представляют собой твердофазный остаток – рстит после удаления того или иного количества легкоплавкой фракции из мантийного субстрата ультраосновного состава в процессе длительной эволюции в особых геодинамических обстановках.

В первую очередь это относится к альпинотипным офиолитам и комплексам дунит-клинопироксенит-габбровой (платиноносной) формации. Поэтому определяющим признаком генетической систематики для них в первую очередь является структурно-тектонический фактор. Детально охарактеризованы два морфологических типа магматических комплексов – линейный (конформный) и концентрический (изометрично-труб-

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

чатый), которые располагаются в пределах континентальных сегментов земной коры, главными структурными элементами которых являются относительно жесткие блоки (кратоны) и разделяющие их складчатые пояса.

В рамках фиксистских геодинамических моделей устоялось мнение, что последние сформировались на месте геосинклиналей; с позиции плитной тектоники складчатые пояса представляются как зоны активного сопряжения литосферных плит, которые продолжают эволюционировать или уже прекратили свое развитие. По тектонической позиции среди них различают "внутренние" (расположены внутри современных литосферных плит) и "внешние" (маркируют границы современных плит или тяготеют к их границам пояса). Примером первой и второй групп, соответственно, являются Урало-Монгольский и Тихоокеанский пояса. В качестве разновидности ко второй группе причисляют складчатые пояса, сопряженные с современными островными дугами [2].

Складчатые пояса и сопряженные с ними кратоны (литосферные плиты) отличаются друг от друга прежде всего полярной динамической активностью: первые относятся к структурам высокой подвижности, вторые представляют собой относительно пассивные блоки земной коры. Эти различия являются главными причинами появления специфических спектров магматических пород: со складчатыми поясами ассоциируют альпинотипные офиолиты и комплексы дунит-клинопироксенит-габбрового типа, с относительно пассивными блоками – кратонами – связан кимберлитовый, лампроитовый и щелочно-ультраосновной магматизм.

В складчатых структурах, а также в активизированных краевых частях смежных кратонов, различающихся, соответственно, высокой и относительно высокой подвижностью, встречаются конформные аллохтонные пластины и протяженные тела ультраосновного, основного-ультраосновного и ультраосновного-основного-анортозитового состава, пространственно тяготеющие к определенным частям перечисленных выше структур. Если за основу систематики комплексов взять степень динамической активности (или подвижности) конкретных блоков, то их можно выстроить в следующий ряд: осевые части складчатых поясов с максимальной динамической активностью – альпинотипные офиолиты (дунит-гарцбургитовый тип); пограничные части складчатых структур с мио- и эвгеосинклинальным режимом развития, включая зоны активных континентальных окраин (платиноносные комплексы дунит-клинопироксенит-габбровый тип); зоны сопряжения складчатых структур с периферией кратонизированных блоков (расслоенные дунит-пироксенит-габбро-анортозитовые комплексы); активизированная периферия кратонизированных блоков со слабой и относительно слабой динамической активностью (расслоенные базит-гипербазитовые (\pm анор-тозиты) комплексы типа Бушвельдского, Стиллиуотерского, Скергаардского и других плутонов); относительно пассивные в динамическом отношении внутренние и периферийные части кратонизированных блоков (щелочно-

ультраосновные (кондерский и инаглинский типы), шонкинит-монцонит-сиенит (с псевдолейцитом) – граносиенитовые (ыллымахский тип), монцонит-мангерит-граносиенитовые (карабуранский тип), габбро-тоналит-аляскистовые (тастысайский тип) концентрические магматические комплексы, а также трубчатые и жильные тела кимберлитов, рифтовые зоны – сынныритовые комплексы (якшинский тип) трубчатые и жильные тела лампроитов).

Для магматических комплексов линейного типа характерны последовательные серии магматитов, крайними членами которых являются гипербазиты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты) и плагиограниты, редко щелочноземельные сиениты и граносиениты, а для комплексов концентрического типа – резко контрастные по химизму ассоциации от ультраосновного до ультращелочного и ультракислого состава и полное отсутствие гарцбургитов и лерцолитов. С первым типом пространственно и генетически совмещены комплексы высокобарических пород – эклогитов, эклогитоподобных и существенно жадеитовых пород, эклогит-глаукофановых и глаукофановых сланцев, со вторым – карбонатиты с характерной редкоземельной специализацией, жильные и трубчатые тела кимберлитов и лампроитов.

Специфическими особенностями щелочно-ультраосновных концентрических комплексов кондерского типа [1] являются: 1) групповое и зональное их расположение по периферии кратонизированных блоков и срединных массивов; 2) обстановка сжатия; 3) ярко выраженный N-тренд; 4) наличие многоэтажных «палеоочагов»; 5) парагенетическая связь с кимберлитовым магматизмом; 6) контрастные плотностные и магнитные свойства, при этом геофизические аномалии имеют форму, близкую к изометричной или слегка овальной; геофизическими методами обнаруживаются структуры – палеоочаги различного ранга, включая «слепые» тела на разных гипсометрических уровнях – от близповерхностных до разных уровней верхней мантии выведенных на поверхность массивов. Различаются два подтипа комплексов: 1) с дунитовым ядром и 2) с карбонатитами.

Щелочно-ультраосновные комплексы инаглинского типа [1] ассоциируют с шовными частями разломов раздвигового характера, рифтоподобными и троговыми структурами, которые в целом характеризуются преобладающим растяжением. По особенностям вещественного состава также различаются два подтипа: 1) с дунитовым и 2) с гранитным ядрами. В отличие от первых, этому типу присущи «сквозной» характер, полное отсутствие промежуточных «палеоочагов», K-тренд и пропарагенетическая связь с лампроитами.

Литература

1. *Бирюков В.М.* Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука, 1997. 380 с.

2. Богатилов О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.И. и др. Магматические горные породы: Ультраосновные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 508 с.
3. Полканов А.А. Генетическая систематика интрузивных тел // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. №6. С. 5–28.
4. Cloos H. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge., Vieweg, Braunschweig, 1921. S. 33–40.

Ю.С.Бискэ¹, В.В.Попов²

Реконструкция области Туркестанского океана для девонского периода

Складчато-покровная структура южнотяньшаньских герцинид была сформирована в результате сокращения поверхности литосферы, которое привело к сближению и деформациям континентальных масс Древнего Казахстана, Тарима, Каракумо-Гиссара и к поглощению области Туркестанского океана в зоне офиолитового шва (север Букантау – Южная и Восточная Фергана – Атбаши-Иныльчекский "разлом" – горы Хейиншань в китайском Тянь-Шане). Попытки реконструкции этого палеозойского океана и его окраин пока что не привели к согласованным результатам [1–3].

Туркестанский океан образован не позже раннего ордовика, прошел конвергентную стадию развития в ордовике – начале девона и вступил к середине девона в стабильную фазу развития, которая длилась до конца раннего карбона. Фрагменты коры субокеанского типа, шарьированные в дальнейшей к югу на Кызылкумо-Алай и Тарим, содержат мощные базальтовые серии и пелагические осадки девона. Базальты в основном относятся к внутриплитному типу (за исключением, возможно, некоторой части силурийско-нижнедевонских, имеющих признаки надсубдукционного происхождения).

Основанием для такого утверждения являются: 1) петро- и геохимические характеристики, полученные по всему Южно-Тянь-Шаньскому поясу (субщелочной состав, повышенные содержания титана и др.); 2) залегание базитов на осадочных сериях силицит–глинистого или флишоидного состава (отдельные наблюдения, так как обычно подошва вулканитов тектонически сорванная); 3) одновременное, по крайней мере в среднем и верхнем девоне, излияние базальтов также на карбонатных платформах (Баубашата, Улан, Борколдой), явных микроконтинентах (Алайский хребет в верховьях Соха) и на окраине Тарима, откуда

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геолого-разведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург, Россия

вулканокластический материал в большом количестве поступал на континентальное подножие.

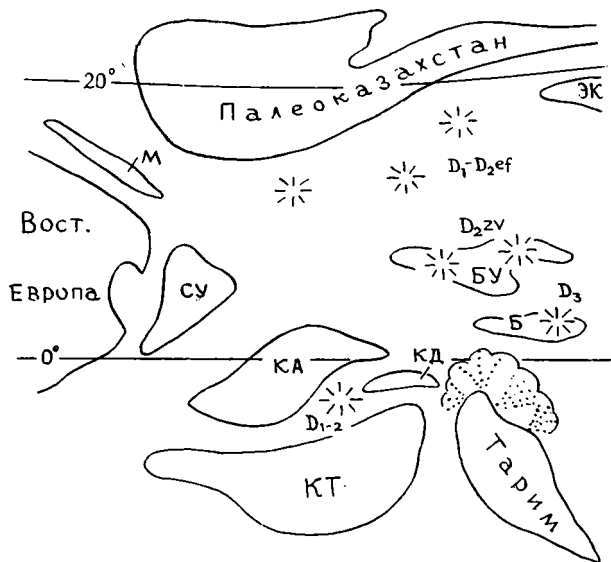
В некоторых случаях [4] внутриплитные вулканические постройки внутри пелагической области проявляют контрастный состав излияний, причем кислые разности имеют источником фрагменты коры континентального типа. Смещение области базальтовых вулканов в течение девонского периода к востоку (в реконструкции – к юго-востоку), достигшее в фауне нынешнего хребта Борколдой, позволяет предполагать соответствующую миграцию горячего поля мантии. Хорошо развитых серий «дайк» не имеется, поэтому определить направление осей возможного спрединга и ограничений континентов не удается.

Таримский континент в девоне покрывался лагунно-дельтовыми красноцветами, а вдоль северной его окраины фиксируются рифогенные карбонаты и зоны размыва, с отложением на склоне и подножии песчаных турбидитов, главным образом фамен-турнейских. Девонские турбидиты и гравититы установлены также вдоль северной окраины Кызылкумо-Алайского микроконтинента. Тем не менее, прямая связь между этими континентальными массами в девоне сомнительна, скорее всего, Кызылкумо-Алай располагался ближе к Палеоказахстану, так как коллизировал с ним еще в среднем карбоне, а Тарим – лишь в перми. Еще раньше, в начале карбона, судя по датировкам гранитов и углового несогласия, произошло соединение с Казахстаном блока Эрбен-Кумыштала в китайской части Тянь-Шаня. На южной окраине Древнего Казахстана нет типичных склоновых образований (поглощены при коллизии?), хотя внутри континента сохранились впадины рифтов, заполненные циклическими сериями типа кокийримской.

Кызылкумо-Алайский малый континент в девоне представлял собой карбонатную платформу с рифовыми окраинами (хребты Катран-Ярунтуз и др.) и красноцветно-мергельно-доломитовыми лагунами. Каракумо-Тад-жикский континент испытывал не полностью компенсированное погружение. Между этими массами в резко суженной коллизииной структуре вдоль линии: г.Самарканд – левобережье р.Зеравшан-Восточный Алай, сохранились остатки длительно (силур – средний карбон) существовавшего глубоководного бассейна с полями девонских субщелочных базальтов, возникшего также скорее всего в результате ордовикского спрединга. Значительная его первоначальная ширина косвенно обосновывается существенной разницей в составе шельфовых фаун Зеравшано-Гиссара и Алая, особенно силурийских [5].

Западные палеомагнитные склонения девонских векторов указывают на поворот южной части Тянь-Шаня против часовой стрелки, происшедший после турне, скорее всего в связи с коллизией в среднем карбоне – конце перми, а частично и в кайнозое ([6] и другие материалы последних лет, включая неопубликованные). Восточные склонения в верхнем девоне Тарима обычно толкуются как указывающие на обратный, правый, поворот этого континента; однако частые инверсионные собы-

тия позволяют принять и здесь западное направление склонений (около 290°) и наклонения, отвечающие низким южным палеоширотам. В таком случае можно отнести поворот против часовой стрелки порядка 70° за счет движения всего Кызылкумо-Таримского региона после конца девона.



Реконструкция положения континентальных масс в конце девона

Буквами обозначены малые континенты: КА – Кызылкумо-Алай, КТ – Каракумо-Таджикистан, СУ – Северный Устюрт, М – Восточные Мугоджары, ЭК – Эрбенкумыштала, а также карбонатные платформы с неизвестным типом фундамента: БУ – Баубашата-Уланская, Б – Борколдойская, КД – Кульгеджилинская. В Туркестанском океане показаны области базальтовых излияний (звездочки) и конусы выноса на континентальном подножии (точки).

Это направление поворота согласуется с результатами, полученными для среднего–верхнего карбона и перми, устойчивая полярность которых позволяет принимать северо-западные склонения при северных палеоширотах. Локальная составляющая в большинстве пунктов измерений дополняет то же левое направление поворота, что, в принципе, увязывается с преобладанием в Южном Тянь-Шане левого направления продольных сдвигов и S-образными (сигмоидальными) горизонтальными складками. Для Палеоказахстана общий поворот минимален, а локальные горизонтальные деформации могут быть разнообразны.

С учетом данных по Восточной Европе предложена реконструкция положения континентов к концу девона (рисунок). Позиция Каракумо-Гиссара указана без палеомагнитного подтверждения. Данный вариант, по-видимому, лучше согласуется с палеобиогеографическими данными – в частности, он отражает близость шельфового бентоса уральской окраины Европы к одновозрастной биоте Туркестано-Алая и существенное отличие ее от фауны Джунгаро-Балхашской провинции Казахстана. Помещающая Палеоказахстан между Европой и Таримом ([1] и другие реконструкции), трудно объяснить такой характер связей.

Литература

1. Буртман В.Б., Гурарий Г.З., Бельный А.В. и др. Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. №1. С. 15–26.
2. Клишевич В.Л., Храмов А.Н. Палеогеологическая реконструкция Туркестанского океана для раннего девона // Геотектоника. 1993. №4. С. 66–75.
3. Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитового комплекса Алайского хребта // Геотектоника. 1988. №4. С. 56–68.
4. Бискэ Ю.С., Табунс Э.В. О происхождении контрастной вулканической серии девона Атбаш-Кокшаальского региона (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1991. Т. 320, №6. С. 1428–1431.
5. Лелешус В.Л. Палеозоогеографические микропровинции силура Средней Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №2. С. 82–89.
6. Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. №3. С. 56–65.

Б.А. Блюман, Е.А.Кухаренко¹

О блоковой делимости, унаследованности и направленности развития Алтае-Саянской складчатой области

Мозаично-блоковое строение Алтае-Саянской складчатой области (АСО) подчеркивается унаследованным длительным обособлением различных ее фрагментов – разноориентированных структур, ограниченных линейными зонами разрывных нарушений. Главенствующими граничными нарушениями АСО являются: Северо-Восточная зона на западе и Главный Саянский разлом на востоке. Внутри АСО особенно заметную роль в ее развитии играют ортогональные – Алтае-Кузнецкий субмеридиональный и Алтае-Кандатский субширотный – разломы.

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

Отличительной особенностью последнего является то, что этот разлом делит АСО на два крупных блока (мегаблока) [1, 2] – северный и южный, отчетливо различающихся по мощности консолидированной коры (КК) и соотношениям в ней верхней, гранитно-метаморфической, и нижней, гранулит-базитовой, коры. Северный блок, преобладающе сложенный Хакасским и Барнаульским устойчивыми массивами, обладает по сравнению с южным (складчатые сооружения Горного Алтая, Западного Саяна и Тувы, а также Тувино-Монгольский устойчивый массив) относительно сокращенной мощностью КК – 38–48 км (48–60 км – южный блок) и воздыманием в нем поверхности нижней, гранулит-базитовой, коры [3].

Подобного рода строение КК северного блока скорее всего определено спецификой его развития в раннем докембрии – архее, что подтверждается отсутствием в выступах раннего архея в этом блоке карбонатных комплексов, наращивающих разрез архея в Восточном Саяне и Юго-Восточной Туве [3, 4]. В тех же выступах раннего докембрия северного блока (Ангурупский – Салаира, Томский – Кузнецкого Алатау, Базыбайский – Присаянья) фиксируются минеральные ассоциации гранулитовой фации и редуцированно распространены гнейсо-амфиболитовые комплексы позднего архея – раннего протерозоя, преобладающе развитые в выступах южного блока (Тувино-Монгольский массив). Эти данные позволяют предполагать устойчиво разные тенденции развития северного и южного блоков в раннем докембрии – воздымание в северном и прогибание – в южном.

Те же тенденции сохраняются для выделяемых блоков в рифее и в венде – раннем кембрии, когда в северном блоке в условиях относительно устойчивого режима (квазиплатформенного, карбонатного шельфа) формируется комплекс существенно карбонатных отложений, а в южном блоке – многокилометровой мощности комплекс существенно вулканогенно-терригенных и терригенных отложений.

Отличительной особенностью развития северного блока в раннем-среднем кембрии является его реакция на медленное устойчивое воздымание – нарастание интенсивности расколов КК, формирование троговых прогибов с ареальными проявлениями базальтоидного вулканизма, сменяющихся впоследствии ареальными проявлениями габбро-гранитного интрузивного магматизма [3, 4].

В южном блоке, на его большей части, в это время формировались существенно терригенные отложения в активно прогибающемся морском бассейне. Принципиальные различия в развитии северного и южного блоков сохранялись и позднее – в ордовике, –силуре. Отложения этого возраста преобладающе распространены в пределах активно прогибающегося южного блока и практически отсутствуют в северном блоке. Отчетливая смена знака движения в южном блоке происходит лишь в конце ордовика – силуре. Различия в развитии, но менее выраженные, сохраняются в раннем-среднем девоне, когда в пределах обоих блоков

ареально проявлен орогенный наземный вулканизм, сменяющийся унаследованным заложением и активным развитием живет-пермских прогибов (Кузнецкий, Минусинский – в северном блоке, Юстыдский и Тувинский – в южном). Средне-позднепалеозойские прогибы занимают большую часть северного блока, во многом определяя (Кузнецкий прогиб) промышленную угленосность региона.

Ареальные проявления магматизма и метаморфизма в палеозое сглаживают различия КК обоих блоков в связи с тем, что эндогенные процессы приводят к все более усиливающейся гетерогенности, консолидированности коры. Характерной особенностью минерации палеозоя АСО является ее унаследованность от специфического состава КК – существенно мафического – в северном и мафически-салического – в южном блоке. Минерация северного блока имеет существенно сидерофильную (железо, марганец и др.), а южного – литофильную (вольфрам, молибден, редкие земли др.) специализации.

Заметно меняются в мезозое характер и интенсивность тектонических движений, "игнорирующих" своеобразие состава и строения КК северного и южного блоков скорее всего по причине выравненной к этому времени степени их гетерогенности. В раннем и позднем мезозое области распространения тектономагматических процессов автономны по отношению к структурному плану АСО, образуют протяженные ареалы северо-западного и субмеридионального простирания, отчетливо секущие мозаично-блоковую структуру региона. Вместе с тем, ареалы распространения юрских тектоноседиментогенных бассейнов в значительной мере тяготеют к северной части АСО, будучи взаимосвязаны с мезозойскими бассейнами южной окраины Западно-Сибирской платформы. В значительно меньшей мере, фрагментарно, они распространены в пределах южного блока. Практически равномерно АСО пронизана линейными протяженными ареалами мезозойского интрузивного и особенно дайкового магматизма, с которыми ассоциированы линейные зоны региональных метасоматитов (пропилитов, березитов) и разнообразного эпитермального оруденения [5–7]. Необходимо подчеркнуть, что в этом случае рудоконтролирующими [8,9] являются дайки и ассоциированные с ними метасоматиты, а в качестве рудоносных, определяющих своеобразие эндогенной металлогении, выступают геохимически специализированные породы палеозойского субстрата. Мантийная природа рудообразующих даек [10] при этом устойчиво фиксируется "сквозным" присутствием в эпитермальных рудах флюорита, а также ртути, сурьмы.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что блоковая делимость консолидированной коры во многом определяет специфику рифей-палеозойского развития региона. При этом устанавливается известная унаследованность рифей-палеозойской геологической истории блоков от их развития в раннем докембрии, а также унаследованность минерогенической специализации блоков от состава и строения КК, ее мафичности и саличности. По мере развития АСО эндогенные процессы

магматизма и метаморфизма все более консолидируют, гетерогенизируют КК, в силу чего мезозойские магматические процессы в значительной мере независимы от состава и строения КК. Следует подчеркнуть, что в АСО в течение длительного времени (~ 1,1 млрд лет – рифей–силур) сохраняются устойчивые тенденции воздымания северного блока и погружения южного блока. Инерционность этих унаследованных от раннего докембрия движений ослабевает по мере нарастающей консолидации коры в среднем–позднем палеозое и мезозое.

Литература

1. Красный Л.И. Глобальная система геоблоков М.: Недра, 1984. 224 с.
2. Красный Л.И., Блюман Б.А. Геооблокная делимость и неоднородности литосферы // Отечественная геология. 1998. №1. С. 17–25.
3. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области / Под ред. В.С.Суркова. М.: Недра, 1988. 195 с.
4. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.7: Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. 1: Алтай, Саяны, Енисейский кряж / Под ред. П.С.Матросова, Г.Н.Шопошникова. Л.: Недра, 1988. 300 с.
5. Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. Новосибирск: Наука, 1985. 193 с.
6. Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.И. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1984. 171 с.
7. Блюман Б.А., Шапошников Г.Н. Время, тектонический режим формирования и критерии прогнозирования медно-порфирового оруденения АСО // Руды и металлы. 1998. №6. С. 49–58.
8. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В.Рундквиста. Л.: Недра, 1986. 751 с.
9. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. М.: Наука, 1989. 288 с.
10. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 324 с.

Н.А.Богданов¹

Тектоника Охотоморского региона

Охотоморский регион включает впадину Охотского моря и окружающие ее складчатые сооружения Сихотэ-Алиня, Северо-Охотской системы, Камчатки и Курильских островов. В западной части ее расположена микроплита Сахалин–Хоккайдо, которая разделяет акватории Охотского и Японского морей. Этот регион включает в себя все элементы тектоники плит – зону субдукции вдоль Курильского и Алеутского

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

желобов, активную островную дугу (двух типов – Марианского и Андийского, – по С.Уеде), многообразную мозаику сочленения Тихоокеанской, Евразийской и Северо-Американской плит с элементами палеоплиты Кула, сложное сочетание коллизионно-аккреционных систем разного возраста и, наконец, вулканические пояса, возникшие вокруг плиты Охотского моря в позднем мелу и палеогене. На тектонической карте Мирового океана плита Охотского моря представляет собой единственный пример крупного субконтинентального элемента, опущенного ниже уровня моря, который со всех сторон окружен коллизионно-аккреционными поясами. Это получило отражение в нашей работе над составлением Тектонической карты Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000, в которой принимал участие большой коллектив исследователей.

Анализ строения и эволюции развития региона свидетельствует о том, что в конце палеозоя, после перемещения с северо-запада к Сибирскому кратону континентальных блоков от окраин Северо-Американской плиты, образовавших Колымский, Омолонский, Тайгоносско-Пареньский и Балагычанский массивы (или микроплиты) и закрытие Палеотетиса, произошло становление восточной окраины Европейской плиты. Ее размеры еще далеко не соответствовали форме современного континента, хотя докембрийский Сибирский кратон с востока и с юга нарастался герцинскими покровно-складчатými сооружениями и коллизионными поясами.

В мезозое, особенно в юрское и нижнемеловое время, рост Тихоокеанской плиты происходил одновременно с перемещением обломков океанической палеоплиты Кула на север и северо-запад. Вдоль края Евразийской плиты от Японии и до Тайгоносско-Пареньской микроплиты возникали островные дуги и сопровождавшие их задуговые прогибы, перед фронтом которых прослеживались зоны субдукции. Возможно, эти структуры не имели большой протяженности и островные дуги возникали над локальными зонами субдукции. Отметим, что их аккреция, сопровождавшаяся формированием покровно-коллизионных систем, происходила одновременно, приблизительно на рубеже 90–85 млн лет.

В результате столкновения Евразии с частью палеоокеанической плиты Кула, вместе с которой перемещались Охотоморская субконтинентальная плита и аккреционный континентальный блок Северной Корякии и Берингоморского шельфа, образовалась восточная окраина Евразийской плиты. Последовавшая за этим пологая субдукция остатков фронтальной части плиты Кула привела к образованию Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского вулканических поясов.

Кайнозойские события в Охотоморском регионе были не менее знаменательными. Они привели к причленению с юго-востока к континенту аккреционно-коллизионных систем Южной Корякии и Камчатки.

Под обломками субконтинентальной коры возникли зоны субдукции Курило-Камчатской системы и Алеутского желоба, а вулканические дуги отделяли реликты плиты Кула в Южно-Охотской и Алеутской глубо-

ководных котловинах от Тихоокеанской.

Сложная картина двухактной субдукции существовала в пределах Камчатки в течение последних 25 млн лет и наложилась на покровно-складчатую структуру, формировавшуюся начиная с эоцена. Все эти процессы в миоцене происходили на фоне рифтинга и спрединга, протекавших в пределах Японской и Командорской окраинно-морских впадин. Базовые структурные элементы теории тектоники плит прослеживаются в Охотском регионе и на современном этапе геологической истории.

Н.А. Божко¹

Тектонические условия формирования гранит-зеленокаменных областей в позднем архее

В свете результатов последних исследований тектоники архейских кратонов проблема зеленокаменных поясов (ЗП) превращается в проблему гранит-зеленокаменных областей (ГЗО), представлявших во время своего формирования развивающиеся структурные ансамбли, включающие различные по природе и морфологии бассейны накопления будущих зеленокаменных пород, фрагменты которых после сложной эволюции ГЗО сохранились в виде ныне разрозненных ЗП. Таким образом, установление первичной конфигурации этих бассейнов и выяснение их тектонической природы может быть достигнуто только в результате анализа палеотектоники всей ГЗО, а не отдельных ЗП.

Развитие ГЗО в позднем архее происходило в условиях широкого распространения раннеархейской континентальной коры, которая либо прослеживается на основной площади ГЗО (щит Дхарвар), либо образует в ней древние тоналит-трондьемитовые "ядра", такие как сегмент Токве в позднеархейском кратоне Зимбабве, Водлозерский блок в Карельской ГЗО, Блоки Минто, Беренс Ривер кратона Сьюпириор и др.

Наличие обширных сегментов древней коры явилось предпосылкой развития **внутриплитных** тектонических процессов в пределах позднеархейских ГЗО. Существование платформенных режимов на определенных стадиях эволюции ГЗО фиксируется площадным развитием мелководных кварц-аренитовых и карбонатных отложений, залегающих на древней континентальной коре. Такие отложения установлены в пределах кратонов Сьюпириор, Зимбабве, Дхарвар, Йилгарн, Центрально-Бразильском и др.

Эти отложения часто перекрыты коматиит-базальтовыми толщами, которые также содержат прослой железистых кварцитов, песчаников,

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

пелитов. В некоторых ГЗО (Зимбабве, плато Караджас в Бразилии) эти толщи, хорошо коррелирующиеся между различными ЗП на большой площади, формировали в прошлом осадочно-базальтовый чехол в условиях малоконтрастного рельефа. Коматиит-базальтовые комплексы в данном случае можно рассматривать в качестве эквивалента трапповой формации, а отдельные "рои" ЗП как реликты подобных чехлов, вовлеченных в процессы деформаций и плутонизма. Вместе с тем, на других кратонах природа вулканитов, перекрывающих платформенные осадки может быть иной.

В эволюции ряда ГЗО имело место проявление континентального рифтогенеза, что фиксируется бимодальным характером вулканитов с преобладанием кислых разностей, линейной формой реконструированных прогибов, развитием кластических образований, иногда преобладанием терригенных пород значительной мощности. Континентально-рифтовую природу, по-видимому, имеют ЗП Норсман Вилуна на щите Иилгарн, Хаккет-Ривер на щите Слейв, Читрадург на щите Дхарвар и др. Вместе с тем, распространенные представления о ЗП как о структурах, в основном, рифтового происхождения являются преувеличенными.

В последние годы получило подтверждение широкое участие **окраинно-плитных** процессов в формировании ГЗО. Некоторые из них представляют собой позднеархейские неократоны, возникшие в результате аккреции разнородных террейнов. Классическим примером в этом отношении является хорошо изученный канадскими геологами кратон Сьюпириор, самая большая в мире ГЗО. Его строение характеризуется крупными субпараллельными поясами, причлененными в процессе субдукционной аккреции к северному протократону в интервале 2730–2695 млн. лет. Среди поясов выделяются островные дуги (Абитибид, Вабигун, Сачиго, Визьен и др.), метаосадочные аккреционные призмы (Куэтико, Инглиш Ривер и др.), микроконтиненты (Беренс Ривер, Опатики и др.), окраинно-континентальные островные дуги (Минто, Бьенвиль и др.). Не исключена возможность вовлечения в позднеархейскую аккрецию и океанских плато. Возможно, в результате позднеархейской аккреции террейнов была сформирована Карельская ГЗО, в которой наблюдается определенная упорядоченность в распределении ЗП и развитие известково-щелочного вулканизма. Вместе с тем, аккреционная модель развития не может быть применена к ГЗО, в которых господствует бимодальный вулканизм.

К проявлениям окраинно-плитной тектоники можно отнести выделение древних континентальных окраин андского типа в некоторых позднеархейских ГЗО. В качестве позднеархейских комплексов таких окраин рассматривались вулканиты Марда в Западной Австралии и батолит Клоупед в Индии. В такой же трактовке автором был выделен вулканоплутонический пояс Муньяти вдоль западного края кратона Зимбабве в составе андезитов одноименной серии (2702 млн лет) и комагматичным им тоналитов Сесомби. Полевое и аналитическое изучение вулканитов

пояса, проведенное нами на его отрезке от Кадомы до Булавайо, показало генетическую связь между андезитами и подстилающими их толеитами и фельзитами "бимодального комплекса", что позволило объединить все эти породы в единую серию. Известково-щелочной магматизм был наложен на западный край кратона, развивавшегося в платформенном режиме в результате субдукции вдоль зоны Беньофа, направленной на восток. Об этом свидетельствует распределение гранитоидного магматизма. Восточнее фронта развития тоналитов Сесомби (2700 млн лет) следуют гранодиориты Ведза (2650 млн лет), а монцитониты Чилиманзи (2600 млн лет) развиты максимально в восточной части кратона. Подобная миграция магматизма свойственна активным континентальным окраинам.

Особое значение независимо от тектонического режима позднеархейских ГЗО имел гранитоидный магматизм, максимально проявившийся в конце их эволюции. В ГЗО, развивавшихся на древней континентальной коре, внедрение гранитов являлось основным фактором деформаций и метаморфизма супракрустальных толщ с преобладанием "купольной" тектоники, тогда как структуры регионального латерального сжатия более свойственны аккреционным ГЗО.

Заключительные стадии развития многих ГЗО протекали в транспрессионном режиме. Об этом свидетельствуют многочисленные сдвиговые зоны, установленные в настоящее время практически на всех кратонах. Автором выявлена существенная роль этих зон в формировании верхнего молласоидного комплекса разрезов ЗП на примере кратона Зимбабве. Породы группы Шамва, сложенной аркозами, граувакками и конгломератами с маломощными прослоями фельзитов и кварцевых порфиров, повсеместно приурочены к сдвиговым зонам, а их разрезы не коррелируются между собой. Обломочные комплексы, венчающие разрезы многих ЗП формировались в прогибах типа pull-apart. Аналогичную природу имеют отложения группы Тимискаминг ГЗО Сьюпириор и т. д. В свете такой интерпретации становится понятным локальное и незаконномерное развитие подобных образований в пределах ГЗО.

Таким образом, не существует универсальной геодинамической модели для позднеархейских ГЗО. Их формирование могло происходить на разных этапах эволюции в различных геодинамических обстановках.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП "Интеграция" (проект № М0077).

Зеленокаменный пояс Урала – особенности тектонического стиля

Южный Урал образовался в результате позднепалеозойской коллизии и аккреции трех секторов: 1) Западного – палеоконтинентального, сформировавшегося на краю Восточно-Европейского кратона; 2) Центрального – Зеленокаменного, согласно принятой в настоящее время модели, представляющего собой следы палеозойского океана и его окраинных зон; 3) Восточного, образовавшегося на месте области с чередованием континентальной и океанической коры (типа современного Австрало-Азиатского региона). Большую часть Зеленокаменного сектора Южного Урала занимает Магнитогорская мегазона (МЗ). Лишь узкая прилегающая к Главному Уральскому разлому Присакмаро-Вознесенская полоса является, по-видимому, южным продолжением Тагильской мегазоны Среднего Урала [6].

Представления различных исследователей о тектоническом строении Зеленокаменного пояса (ЗП) нередко являются взаимоисключающими. В [2] структура МЗ повсеместно изображена как исключительно покровно-надвиговая. Данные о строении хорошо изученных рудных районов в сводке [3] свидетельствуют о почти полном отсутствии в мегазоне пологих разрывных нарушений; [4] также отмечает преобладание в МЗ крутонаклонных разломов; в [6] Присакмаро-Вознесенская зона макромеланжа характеризуется как совокупность пластин и блоков, круто залегающих среди серпентинитов. Ограничения таких блоков в ЗП, по [5], в основном имеют сдвиговую природу.

Авторы считают, что в ЗП присутствуют все перечисленные типы тектонических структур, при этом преобладает линейно-блоковый стиль строения, характерный для большей части островодужных террейнов. Протяженные, вытянутые согласно общеуральским простираниям мегалитоны [7] ограничены зонами серпентинитового меланжа или расланцевания, ориентированными вдоль крутопадающих субмеридиональных разломов. Допускается, что на современном уровне эрозионного среза сохранились лишь корни прауральских шарьяжей, их останцы-аллохтоны (Сакмарский, Крака) и блоки-моноклинали, ограниченные син- и антитетическими разломами, взбросами и сдвигами и сжатые в результате позднепалеозойской коллизии. В обрамлении островодужных террейнов местами сохранились фрагменты аккреционных призм, сложенных в основном кремнисто-базальтовыми комплексами и имеющих покровно-чешуйчатое строение (Сухтелинская и Поляковская зоны [1]).

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Литература

1. *Борисенко В.И., Курковская Л.А., Рязанцев А.В.* Ордовикские конодонты в кремнисто-базальтовом комплексе Южного Урала // Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. 1998. № 3. С. 52–55.
2. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. и др.* Структурная геология Магнитогорского синклиория Южного Урала. М.: Наука, 1992. 184 с.
3. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 241 с.
4. *Романов В.А.* Тектоника Магнитогорского мегасинклиория. Уфа, 1985. 112 с.
5. *Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л. и др.* Строение и фазы деформаций северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38–50.
6. *Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б. и др.* Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения магнитогорских и тагильских комплексов // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. (Тр. ГИН РАН; Вып. 500). М.: Наука, 1998. С. 73–92.
7. *Федоров Т.О., Расцветаев Л.М.* Позднегерцинская структура осевого пояса Урала и ее геодинамическая интерпретация // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса (к 90-летию проф. А.А.Богданова). М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 95–106.

В.Л.Бочаров, Ю.В.Иванов¹

Тектоника докембрия: экологические следствия

В процессе экологических исследований, выполняемых в рамках Государственной геологической съемки масштаба 1:200 000, для сравнительной оценки последствий Чернобыльской аварии по Воронежской области была собрана информация обзорного характера о частоте онкологических заболеваний за период с 1981 по 1991 гг.

Первичный анализ этих данных, особенно за пять предшествующих аварии лет, показал, что далеко не всегда изменение частоты раковых заболеваний можно объяснить, как это принято, различным уровнем техногенной нагрузки. Привлечение дополнительных данных о частоте онкозаболеваемости по Курской, Орловской, Липецкой, Тамбовской и Белгородской областям позволило выявить ряд интересных закономерностей.

Так, сопоставление средней (с 1981 по 1985 г.) онкозаболеваемости по районам перечисленных областей со схемой тектонического районирования Воронежского кристаллического массива [1, 2] показывает, что геологическое строение докембрийского фундамента оказывает определяющее воздействие на частоту заболеваний этой группы.

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

Особенно велика роль разрывных нарушений, которые ограничивают участки с различным уровнем заболеваемости. Повышение заболеваемости на 20–40% относительно среднего уровня наблюдается в приподнятых крыльях надвигов и взбросов вдоль их фронтов. Наиболее показателен в этом плане Мценско-Ливенский надвиг Лосевской шовной зоны, которую можно проследить в субмеридиональном направлении от г.Орел до г.Острогожск почти на 300 км при ширине до 60 км по повышению заболеваемости.

Другим примером связи тектоники и экологии могут служить субмеридиональные сдвиги в районах городов Ст.Оскол, Обоянь и Льгов, которые практически совпадают с осями зон повышенных градиентов заболеваемости. При этом направления смещения участков с различными уровнями заболеваемости соответствуют таковым, установленным по геологическим данным. В надвинутом крыле Лосевско-Мамонского надвига уровень онкозаболеваний на 20–60% выше, чем на смежных территориях, расположенных западнее в опущенном крыле. Предположительно с надвигом связано повышение частоты онкозаболеваний на востоке Тамбовской области.

Менее уверенно на данном этапе исследований просматривается связь частоты онкозаболеваний с составом пород фундамента. В Лосевской шовной зоне и вдоль Лосевско-Мамонского разлома отмечаются гранитоиды протерозойской активизации. Кроме того, Лосевская шовная зона характеризуется и повышенной современной сейсмичностью.

Приведенные выше примеры свидетельствуют с большей вероятностью о закономерном, а не о случайном характере наблюдаемой взаимосвязи тектонических факторов с экологической обстановкой. Предположительно, наблюдаемая закономерность обусловлена разгрузкой глубинных эманаций, поступающих по системе субширотных и субмеридиональных разломов, до определенной стадии экранируемых зонами надвигов. Если это так, то полученные результаты могут представлять определенный интерес для экологического и медико-биологического мониторинга.

Литература

1. Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И. Региональное поле силы тяжести Воронежского кристаллического массива и современная динамика земной коры // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. геол., 1997, № 3. С. 139–144.
2. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–30.

Структурно-геодинамические связи Западной и Восточной Сибири

На мезозойско-палеогеновом этапе Западно-Сибирская равнина представляла собой геосинеклизу с гетерогенным палеозойским основанием, а Среднесибирское плоскогорье – геоантеклизу или континентальный свод, по терминологии Ю.А.Косыгина и др. В течение палеозойской эры область герцинской кратонизации (Западно-Сибирская эпигерцинская платформа) отличалась от пассивной окраины Сибирского континента наиболее резко. Здесь сформировались 18 структурно-фациальных зон трех типов и несколько ультрабазитовых поясов.

К первому типу отнесены зоны, где в среднем палеозое преобладали толеитовые базальты и кремнисто-яшмовые толщи (четыре зоны), во втором типе – установлены в основном андезитовые и риолитовые эффузивы и глинистые сланцы (три зоны). К третьему типу отнесены структурно-фациальные зоны с преобладанием в разрезах палеозоя известняков и терригенных пород (одиннадцать зон). Купольно-островное распространение по некоторым зонам имеют докембрийские гнейсы и сланцы. Ультрабазиты, представленные, по данным петрохимических исследований, альпинотипными серпентинитами, гарцбургитами и, реже, пироксенитами, образуют характерный рисунок с расширением области их распространения вдоль Урала.

После герцинской кратонизации, завершившейся суракайской фазой складчатости в раннем триасе, область распространения ультрабазитов и несколько более широкая область калиевых гранитоидов испытали эпигорогенный рифтогенез (тафрогенез). Локализация триасовых и рэтлейасовых тафрогенных структур в центрально-западных районах Западной Сибири и в Тургае как бы подчеркивает антиподальность развития в палеозое северного сектора Урало-Монгольского складчатого пояса и Сибирского кратона. Однако морской режим там и здесь сменился континентальным одновременно – в среднем карбоне. В века суракайской фазы складчатости синорогенный рифтогенез охватил окраины древних кратонов, прилегающие к Урало-Алтайскому орогену [1]. Пермо-триасовые базальты толеитовой серии с пачками туфов и осадочных пород установлены на востоке Западной Сибири (Волочанская, Уренгойская, Черничная, Толькинская, Светлогорская, Южно-Ширтовская разведочные площади) и образуют систему впадин, которая компактно смыкается с аналогичными впадинами Енисейского кряжа, Кузбасса, Тунгусской синеклизы и южной периферии Таймыра (Гольчихинская, Хабейская площади). Синорогенез и последующая пенепленизация

¹ Сибирский научно-аналитический центр (СибНАЦ), Тюмень, Россия

складчатых и складчато-глыбовых гор привели к тому, что территория Западной Сибири уже в триас-юрское время стала развиваться в полном соответствии с геодинамикой окраинных частей, склонов Сибирской геоантеклизы.

Север Западной Сибири – Ямало-Тазовская мегасинеклиза, центральные части которой выполнены тампейской серией триаса, по изопакитам триаса и юры представляют единый прогиб с Енисей-Хатангской и Лено-Вилуйской депрессиями. Юго-восток Западно-Сибирского бассейна имеет полные разрезы юры и повышенные мощности в соответствии с разрезами Канско-Ачинского и Иркутского бассейнов. Основной структурой, осложняющей Западно-Сибирскую геосинеклизу, является широтный Мессояхский порог, возникший в позднеюрско-неокомское время. Со структурных карт и карт изопакит юры полностью исчез Уренгойский (Пурский) мегапрогиб, в пределах которого предполагалась 6000-метровая мощность юры. Бурение Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 позволило установить, что мощность нижней и средней юры составляет всего 1673 м, а толща залегающих глубже толеитовых базальтов в составе коротчаевской и аймальской свит по возрасту и петрохимическим особенностям эквивалентна траппам Сибирской платформы. Разломные зоны в чехле Западно-Сибирского бассейна весьма локализованы, кроме Мессояхского порога и Верхореченской зоны на Ямале.

Расположение мегавалов и сводов по их главной фазе формирования – омоложение фаз в северном направлении, свидетельствует о некоторой общности тектогенеза Западно-Сибирской геосинеклизы и ее обрамления. Формирование триасовых эпиорогенных (тафрогенных) рифтовых систем, выполненных туринской и челябинской сериями, имело чисто западносибирскую специфику.

Литература

1. Бочкарев В.С. Тектоника и магматизм синорогенных, эпиорогенных и дейтероорогенных рифтовых систем // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 97–100 (Материалы XXXII Тектонич. Совещ.; Т. 1).

Раннепротерозойский этап тектонической истории Восточного Прототетиса

Реликты метаморфических мафит-ультрамафитовых комплексов раннего протерозоя, вероятных фрагментов Восточного Прототетиса, спорадически обнажаются в докембрийских блоках на юге Центральной и в Восточной Азии на протяжении свыше 6000 км. Выходы древнейших мафит-ультрамафитов протягиваются от южной окраины Южного Тянь-Шаня к западу от Памира и затем восточнее – в горах Текликтаг и Алтынтаг Южного Тарима, в Циляне, Циньлине и Дабиешане; эти комплексы, будучи смещенными по крупнейшему левому сдвигу Тан-Лу, могут присутствовать в зоне Су-Лу [7, 13] на юге полуострова Шаньдун и в зоне Окчхон в Корее [2].

К настоящему времени на рассматриваемой территории известны девять районов с раннепротерозойскими значениями радиометрического возраста мафит-ультрамафитов. Три из них в Алтынтаге. Весьма важным является выделение на севере центральной части Алтынтага офиолитовой зоны Хонлюгоу [9], представленной серией широтно простирающихся тел серпентинизированных метаперидотитов. В их составе дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты, диабазы и габбро, причем из последних получена Rb-Sr датировка: 1883 ± 110 млн лет. Геохимически диабазы и габбро – это измененные MORB [9]. Выше офиолитовая ассоциация включает пирокластолиты и 300–400 м пиллоубазальтов с плотными кремнями вверх. Вероятно, есть основание утверждать, что здесь, в Алтынтаге, обнажен фрагмент древнейшей, раннепротерозойской сутуры океана Восточного Прототетиса. Отметим также, что несколько восточнее отделенные от зоны Хонлюгоу Северо-Алтынтагским разломом гнейсы, мигматиты, гранулиты верхнеархейской группы Миран фундамента Таримского кратона с Sm-Nd датировками гранулитов 2787 ± 151 и 2792 ± 208 млн лет прорваны крупными дайками мафитов, одна из которых датируется по изотопам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 1741 ± 24 млн лет [9].

Юго-восточнее? в докембрийских блоках Центрального Циляня в группе Яманшань, установлено присутствие протолитов основных вулканитов, а также вулканомиктовые граувакки [7]. Метавулканиты датированы Rb-Sr методом 1846 млн лет [7]. В северном Циньлине выделяется мощная серия метаспилитов группы Циньлин, перекрытая флишем, с датировкой вулканитов по Th-Pb изохроне 1879 млн лет [7]. Наконец, в Дабиешане мафитовые метаморфиты имеют ряд U-Pb дат от 1950 до 2422 млн лет [7].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Формирование рассмотренных мафит-ультрамафитовых ассоциаций, как показывают палеомагнитные реконструкции [14, 1, 2] и биопалеогеографические корреляции [11, 1, 2], происходило в обширном Циньлинском океаническом бассейне [11, 12, 2], раннепротерозойском сегменте Восточного Прототетиса; в нем вслед за спредингом в конце раннего протерозоя начались процессы субдукции, направленной в сторону южной окраины Сино-Корейского кратона. Эту активную окраину характеризуют калиевые базальты, трахиандезиты, трахириолиты островодужных серий Сианхэ и Сианёр с Rb-Sr датировкой 1675 млн лет [11, 2]. Признаки субдукции в сторону Северо-Таримского кратона отмечены и на востоке Алтынтага [9].

Следующий к западу (южнотаримский) сегмент Восточного Прототетиса в современной структуре оказывается смещенным по системе разломов Алтынтагского, считавшегося левым мультисдвига. В течение фанерозоя, однако, направление сдвиговых перемещений в его крыльях на отдельных отрезках изменялось на обратное по меньшей мере пятикратно [15]: R₃ – левый сдвиг, S₂-D₁ – правый, C₃-P – левый, K₂ – правый, N₁ – левый. И суммарный результат перемещений по Алтынтагскому сдвигу также левосторонний. В соответствии, с этим следующий фрагмент мафических метаморфитов обнажается в горах Текликтаг на юге Тарима. Здесь выше гнейсов, мигматитов, гранулитов группы Каракаш, прорванных калиевыми гранитами с U-Pb датой 2261 млн лет [8, 10], выделяется рифтовый комплекс зеленокаменно измененных базальтов, долеритов, спилитов и кератофиров раннего протерозоя, датированных по Rb-Sr 1760 млн лет [5, 6]. Сходная по составу, происхождению и возрасту (1793±270 млн лет, Sm-Nd) бимодальная формация известна и в Алтынтаге [9].

К западу от Памира в Гармском массиве на юго-востоке Южного Тянь-Шаня в хребте Каратегин архей – нижний протерозой образован тремя сериями: средняя датирована свинцово-изохронным методом 3010–2600 млн лет [Б.Я.Хорева и др., 1975]. Выше выделяются небольшие (до 80 м) линзовидные тела метагипербазитов, линзовидные и пластообразные слои амфиболитов, тесно связанных структурно и по особенностям метаморфизма с гнейсами [4]. Петрохимически выделяются две группы ультрамафитов: одна эквивалентна гарцбургитам, лерцолитам, вторая близка вебстеритам и пикритам. Амфиболиты также разделяются на два типа. Первый отвечает платобазальтам, второй – субщелочным базальтам типа анкарамитов, которые характерны для рифтовых структур. По данным [4], составлена дискриминационная диаграмма [Э.Маллен, 1983], которая указывает, что в раннем протерозое Гармского массива присутствуют щелочные базальты океанических островов – OIA и толеиты островных дуг – IAT. Погружающаяся к северу земная кора Каратегина основательно редуцирована, а верхняя мантия существенно деплетирована, поскольку в глубинных ксенолитах из диатрем преобладают лиственины по шпинелевым лерцолитам [4].

Таким образом, эпоха первичного раскрытия океанического бассейна Восточного Прототетиса перемещается вглубь геологических времен и реализуется в интервале 1900–1700 млн лет, т.е. примерно соответствуя тектогенезу Лулиньян или Жонгъяоан [13]. Тем самым подтверждается длительность и полицикличность докембрийской тектонической истории Восточного Прототетиса [3]. В ходе деструкции суперконтинента Пангея в восточном сегменте Восточного Прототетиса сформировался зрелый Алтынтаг-Циньлинский океан, в то время как в западном сегменте шла эволюция системы рифтов, по-видимому, с ограниченным океанским раскрытием.

В конце раннего протерозоя рифтогенно-океанические бассейны Восточного Прототетиса разделяли древние континентальные массы Евразии и Гондваны, включающие, с запада на восток (в современной ориентировке): Алайский микроконтинент, кратон Северного Тарима и Южного Бейшаня, массив Южного Алашаня, Сино-Корейский кратон, с одной стороны, и Гармский выступ северо-восточного окончания Каракумского континента, массивы Каракорума, Цаньтана, возможно, Цайдама и кратона Янцзы – с другой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 97-07-90074.

Литература

1. Брежнев В.Д., Раабен М.Е. Протерозой Северо-Западного и Северного Китая: Корреляция и геодинамические реконструкции // Изв. РАН. 1992. Сер. геол. №10. С. 97–110.
2. Брежнев В.Д., Раабен М.Е. К протерозойской истории бассейнов Катазии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. №2. С. 3–17.
3. Брежнев В.Д. Среднеазиатский сегмент Прототетиса: Геодинамика и геохронология этапов эволюции // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1999. С. 100–103.
4. Буданов В.И. Метамагматические комплексы Гармского блока (Тянь-Шань) // Изв. АН Таджикистана. 1993. №3. С. 32–49.
5. Chen Z.F. (ed.) Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, China. Scale 1:2 000 000. 1985. Geol. Publ. Beijing.
6. Chen Z.F., Liang Y.H. Polycyclic tectogenesis and plate movement of Xinjiang // Xinjiang Geol. 1991. V. 9, N2. P. 95–107.
7. Day H.W., Liou J.G., Lu L.Zh. (eds.) Metamorphism and tectonics of China // Journ. of Metamorphic Geology. 1993. V. 11, N4. 620 p.
8. International symposium of the Karakorum and Kunlun Mountains: Abstracts. 1992. Kashi, China. 136 p.
9. Sobel E.R., Arnaud N. A possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh, NW China // Tectonics. 1999. V. 18, N1. P. 64–74.
10. Wang G.P., Wu G.T., Lun Z.Q. et al. 1993. Regional Geology of Xinjiang // Geol. Mem. Ser. 1. V. 32. 841 p.
11. Wang H.Zh., Qiao X. Proterozoic stratigraphy and framework of China // Geol. Mag. 1984. V. 121, N6. P. 599–614.

12. Xu G.Zh., Wang Y. On the characteristics of Precambrian structural evolution of East Qinling Mountains // *Sci. Geol. Sini.* 1990. V. 4, N2. P. 101–112.
13. Xu J.W., Zhu G., Tong W.X. et al. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system // *Tectonophys.* 1987. V. 134, N4. P. 273–310.
14. Zhang H., Zhang W. Palaeomagnetism, Late Precambrian magnetostratigraphy and Tectonic Evolution of Eastern China // *Precambrian Res.* 1985. V. 29. P. 65–75.
15. Zhou Y., Pan Y. Kinematics of the Altyn Tagh strike-slip fault // *Sci. Geol. Sini.* 1999. V. 8, N1. P. 77–90.

А.Н.Булгатов¹

Геодинамическая гетерогенность Евразийской литосферной плиты

Как известно, К.Ле-Пишон предложил модель Земли из шести литосферных плит, включая Евразийскую. Ю.Г.Леонов пришел к выводу, что Евразийская плита по современным напряжениям гетерогенна, распадается на участки или провинции с различной ориентировкой напряжений и не обладает абсолютной жесткостью, в противоположность тому, что принималось в ортодоксальной плитной концепции. Ю.М.Пущаровский выразил сомнения относительно реальности существования Евразийской и других литосферных плит. Он отметил, что эти плиты кажутся не более, чем результатом искусственных построений.

Геофизические исследования Евразийской плиты показали, что ее литосфера характеризуется блоковым строением. Это проявляется в резкой горизонтальной изменчивости физических параметров, по которым четко выделяются древние платформы, например, Сибирская. Ей соответствует толстая литосфера с повышенными скоростями в мантии, относительной выдержанностью сейсмических границ, интенсивным магнитным полем и пониженным тепловым потоком [6, 11]. Мощность литосферы Сибирского кратона в настоящее время оценивается в 350 км [16]. Мантия под Сибирской платформой охарактеризована сейсмическими скоростями 8,4–8,5 км/с [6]. Мощность земной коры Сибирской платформы 32–48 км. Минимальные значения мощности установлены в прогибах, максимальные – на щитах. В рельефе поверхности коры преобладают изометричные структурные формы и геофизические поля. Линейные формы и поля приурочены к краевым частям кратона [5].

Западно-Сибирская молодая платформа характеризуется другими значениями. Мощность ее литосферы примерно 110–140 км, коры – 36–38 км, скорость верхней мантии составляет 8,0–8,3 км/с. Ей свойствен повышенный тепловой поток. Геофизические поля земной коры пре-

¹ Геологический институт БНЦ СО РАН, Улан-Удэ, Россия

имущественно линейные и контрастные [5, 6]. На границе Сибирского кратона и Западно-Сибирской платформы установлено резкое изменение сейсмических скоростей и плотности в верхней мантии [11].

Центрально-Азиатский подвижный пояс, включающий Алтае-Саянскую горную область, Забайкалье, Монголию, по мощности литосферы, интенсивности теплового потока и характеру геофизических полей земной коры близок Западно-Сибирской платформе. Мощность литосферы изменчива и колеблется от 50 до 150 км [7]. Минимальная мощность литосферы, обусловленная мантийным диапиром, установлена в Байкальской рифтовой зоне, максимальная – в пределах Хэнтэй-Даурского поднятия. Мощность земной коры также изменчива и варьирует от 35 до 60 км. Самые низкие ее значения приурочены к впадине оз. Байкал, высокие – к хребтам Хамар-Дабан, Восточный Саян, горным системам юго-запада Монголии. Уменьшение мощности коры вызвано растяжением и подъемом аномально-разогретого мантийного вещества, увеличение – коллизией коры и нагнетанием вещества нижней коры в зоны скучивания. Интенсивность и морфология геофизических полей земной коры этого пояса характеризуются резкой контрастностью. Формы аномалий линейные и изометричные. Преобладают разноориентированные линейные структуры рифейских и фанерозойских комплексов.

Гетерогенность Евразийской литосферной плиты еще можно обосновать кинематической схемой взаимодействия Сибирского кратона и Центрально-Азиатского подвижного пояса. Нами [2] доказывается смещение кратона на юг и внедрение его в подвижный пояс. В результате образовалось свое собственное поле деформации в виде Хамар-Дабанской дуги с выпуклостью, обращенной к югу. Наиболее раздавленная часть подвижного пояса расположена к югу от клиновидного выступа кратона. Процесс внедрения охватил, наряду с верхней корой, где наблюдаются надвиговые и сдвиговые деформации, нижнюю кору и верхнюю мантию. Коллизия со стороны кратона на складчатый пояс вызвала в нижней коре и верхней мантии:

1) утолщение коры до 60 км в пределах Хамар-Дабанской дуги и Присаянского фронтального поднятия за счет нагнетания вязкопластичного вещества «базальтового слоя»;

2) протрузивное внедрение массивов, сложенных деплетированными гарцбургитами и дунитами, в верхнюю кору и образующих, например, Хангарульский гарцбургитовый протрузивный пояс в пределах одноименного фронтального поднятия Хамар-Дабанской дуги;

3) тектоническое внедрение из нижних слоев нижней коры гранулитов, метаморфизованных в условиях сутамской фации глубинности, в верхние слои нижней коры и в верхнюю кору [9];

4) тектоническое внедрение в раннекембрийские комплексы Присаянского фронтального поднятия мантийных массивов, которые образовались при $P=15-36$ кбар [13].

Под давлением кратона на складчатый пояс произошло симметричное

растекание материала подвижного пояса в двух противоположных направлениях [8, 12]. К югу от оз. Байкал была намечена ось растекания [8]. Южнее р. Селенги оси растекания соответствует Орхонский сдвиг, разграничивающий Хангайский и Хэнтэйский блоки Монголии, которые образуют единую Хангай-Хэнтэйскую дугу. Она является дальним отголоском внедрения кратона в складчатый пояс.

О крупных горизонтальных перемещениях тектонических блоков в подвижном поясе в палеозое также писали: [1, 4, 14], в мезозое – [3, 10] и кайнозое – [15]. Таким образом, тонкая литосфера Центрально-Азиатского пояса (в целом, Урало-Монголо-Охотского подвижного пояса) была весьма мобильна во все геологические эпохи, в том числе и в неотектоническую. Этой особенностью и строением литосферы Урало-Монголо-Охотский подвижный пояс четко отличается от Сибирского кратона, что является убедительным доказательством геодинамической гетерогенности и немонолитности Евразийской литосферной плиты.

Литература

1. Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук в форме науч. докл. Новосибирск, 1995. 51 с.
2. Булгатов А.Н., Климук В.С. Об особенностях строения Джидинской зоны каледонид Бурятии // Геотектоника. 1998. №1. С. 45–55.
3. Булгатов А.Н., Турунхаев В.И. Геотектоника Центральной Азии в позднем мезозое. ДАН. 1996. Т. 349, №6. С. 783–785.
4. Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. Наук. Новосибирск, 1998. 44 с.
5. Гришин М.П., Жеро О.Г., Крамник В.Н., Кузнецов В.Л., Лотышев В.И., Смирнов Л.В., Сурков В.С., Фотиади Э.Э. Глубинные строения земной коры платформенных областей Сибири // Глубинные исследования недр в СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 152–163. (Докл. сов. Геол. на 25-ой сес. Междунар. Геол. Конгр.).
6. Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Романюк Т.В., Солодилов Л.Н. Структура верхней мантии по профилю Байкал–Ямал (“Рифт”), полученная с применением мирных ядерных взрывов // Геология и геофизика. 1996. Т.37, №9. С. 66–76.
7. Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турубанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. №7. С. 32–42.
8. Кооп М.Л. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов // Геотектоника. 1991. №1. С. 21–36.
9. Кузнецова Ф.В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
10. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. №1. С. 84–97.
11. Павленкова Н.И. Некоторые общие особенности структуры литосферы // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 143–156.
12. Суворов А.А. Глыбовая тектоника складчатых областей Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1989. №1. С. 23–36.

13. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И., Брагина М.М. Раннедокембрийские раннекоровые базитовые гранулиты и эклогиты (на примере образований Кольского полуострова и Южного Присяяня) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, №1. С. 94–112.
14. Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, №7–8. С. 41–58.
15. Хаин В.Е., Яблоновская Н.А. Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника. 1997. №6. С. 3–15.
16. Polet I., Anderson D.I. Depth extent of cratons as inferred from tomographic Studies // Geology. 1995. V. 23, №3. P. 205–208.

А.Б.Веймарн, Е.Ф.Бурштейн, И.А.Кошелева, И.В.Шмелёв¹

Палеогеография и палеотектоника фаменского века Казахстана и прилегающих районов востока Южного Урала

Подготовленный к изданию в конце 80-х годов «Атлас палеотектонических карт палеозойд Казахстана и смежных территорий» масштаба 1:2 500 000, в связи с распадом СССР, к сожалению, не увидел свет. Карта для фаменского века была составлена при участии большого коллектива авторов под редакцией А.Б.Веймарна и Б.С.Цирельсона. Дальнейшая разработка палеогеографии и палеотектоники фаменского века для территории собственно Казахстана нашла отражение в ряде публикаций [3, 4, 1, 2 и др.]. Трактовка вопросов палеотектоники Южного Урала в «Атласе...» во многом устарела. Однако с 1993 г. на востоке Ю. Урала приступила к геологическому доизучению и подготовке к изданию карт 1:200 000 группа геологов МГУ под руководством Ал.В. Тевелева, до этого работавшая в Ц. Казахстане. Полученные этой группой данные позволяют по-новому рассмотреть проблему связи Казахстана и востока Ю. Урала в фаменском веке.

Проявившаяся в середине живетского века тельбесская складчатость завершила стадию консолидации эпикаледонского Казахско-Тянь-Шаньского срединного массива. Во второй половине франского века большая часть массива испытала общее поднятие и денудацию в условиях орогенного режима. Северо-западную границу массива с Зауральскими структурами мы проводим по Ливановскому разлому [4]. По Ал.В.Тевелеву и др. [9, 10], в пределах Зауральской зоны (Варненская ее часть) отчётливо проявлен тельбесский тектогенез. Это согласуется с точкой зрения В.Н.Пучкова о том, что в позднем девоне сиалическая Восточно-Мугоджарская глыба (Восточно-Уральский мегаблок по [10])

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

перестал быть микроконтинентом, нарастив край Казахстанско-Тянь-Шаньского континента [8]. Таким образом, морские бассейны фаменского века Зауральской зоны должны рассматриваться как эпиконтинентальные. Этот вывод обосновывается и новыми стратиграфическими данными.

В пределах изученной нами площади Восточно-Уральского мегаблока осадконакопление в фаменском веке практически отсутствовало. Лишь в самом его конце в отдельных прогибах начали формироваться континентальные терригенные отложения, содержащие флору позднего фамена – раннего турне (карьер у пос. Березиновский). В Зауральской зоне по рекам Ср. и Верхн. Тогузак в районе пос. Варна неоднократно описан разрез фамена, включающий известняки с достаточно разнообразной фауной и вулканогенные (преимущественно туфогенные) породы основного и среднего состава [5, 7].

Наши работы в основном подтверждают данные проводившего здесь съемку 1:50 000 В.В.Бабкина (1988) о том, что туфогенные породы не являются фаменскими. Выходящая здесь среднетогузакская толща представлена преимущественно известняками, реже песчаниками и лишь в одном месте к ее основанию может быть отнесен маломощный горизонт специфических миндалекаменных трахибазальтов. Определения фауны предшественниками [5, 6, 7] и наши данные позволяют выделять стандартные конодонтовые зоны как верхов нижнего, так и верхнего фамена. Для известняков характерно широкое развитие комковатых («петельчатых») [6] разностей. При детальном изучении среди них выделены: водорослевые, фораминиферово-пеллетовые, органогенно-детритовые, полидетритовые разности, вплоть до известняковых песчаников и известняковых гравелитов [6]. Отмечаются и седиментационные брекчии, в том числе, – в верхних частях слоев комковатых кремнистых известняков, цементируемых детритовым материалом. Все это говорит о их формировании на краю шельфа (карбонатной платформы) вблизи склона относительно глубоководного конседиментационного прогиба. Известняки раннего и позднего фамена описаны в Зауралье и южнее, по р. Тобол [5].

На рубеже франского и фаменского веков в пределах Казахстанско-Тянь-Шаньского массива происходит ряд важных геологических событий, описанных нами специально [2] и увязанных с глобальными событиями. Важнейшие из них: смена общего поднятия погружением и трансгрессией и начало процессов рифтогенеза. Значительные площади массива характеризовались квазиплатформенным режимом развития, однако начавшиеся процессы деструкции коры привели к формированию ряда рифтогенных прогибов. Наиболее крупные из них образуют Каракенгирско-Жаильминско-Успенскую рифтовую систему, протягивающуюся в широтном направлении почти на 1000 км. Проседание днищ прогибов в этой системе происходило почти одновременно и сопровождалось трансгрессией моря в них. Трансгрессия развивалась с

востока – из Иртыш-Зайсанской зоны и с юго-востока – из Северной Джунгарии, однако в первую половину фаменского века западная граница этого бассейна не дошла до Тургая. Раннефаменский Зауральский морской бассейн не имел прямой связи с Казахстанским, о чем свидетельствует также различие в характере их фауны. Соединение этих бассейнов произошло лишь в позднем фамене.

Для Казахстанских рифтогенных прогибов было характерно формирование в осевых их частях относительно глубоководных узловато-слоистых, комковатых известняков. Сравнение с ними фаменских известняков Варненской зоны говорит о многих чертах их сходства (особенно с известняками Каракенгирского прогиба [3]) при определенном различии.

Важнейшей особенностью описываемого рифтогенеза был локально проявленный субщелочной базальтоидный вулканизм. Специальное изучение [4] показало наибольшую его близость к базальтам Эфиопского рифта и субщелочным базальтам Афарского региона. Рассматривая локальное проявление фаменских трахибазальтов в районе Варны, надо отметить их резкое петрохимическое и геохимическое отличие от окружающих ордовикских базальтоидов и удивительное сходство по РЗЭ с субщелочными базальтами Афара. Таким образом, изложенные факты позволяют предполагать существование в фамене в Зауральской зоне относительно глубоководного рифтогенного прогиба.

В целом можно констатировать, что в фаменском веке отмечается значительное сходство в палеогеографическом и палеотектоническом развитии Казахстанско-Тянь-Шаньского эпикаледонского массива, прилегающих частей Зауральской зоны и Восточно-Уральского мегаблока, составлявших единый континентальный блок.

Литература

1. *Веймарн А.Б.* Фаменская железомарганцевая эпоха и ее значение в геологической истории: (Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук). М.: МГУ. 1992. 44 с.
2. *Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Воронцова Т.Н.* Геологические события на рубеже франского и фаменского веков и их значение в ряду глобальных событий этого времени // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 4. С. 35–46.
3. *Веймарн А.Б., Воронцова Т.Н., Мартынова М.В.* Стратиграфия, палеогеография и железомарганцевое оруденение фаменского яруса Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 2. С. 64–80.
4. *Веймарн А.Б., Милановский Е.Е.* Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых других регионов Евразии. Статьи 1 и 2 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 4 и 6. С. 34–47 и 9–23.
5. Геология СССР, Т. 34: Тургайский прогиб. Кн.1: Геологическое описание. М.: Недра. 1971. 536 с.
6. *Иванов К.С., Пилосова О.Э., Пелевин И.А., Бикбаев А.З.* «Петельчатые» известняки верхнего девона на востоке Урала (литология, структурное положение и возраст) // Ежегодник - 1997. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 37–40.

7. Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А. Новые данные по стратиграфии и истории развития палеозойских восточных зон Южного Урала // Сб. "Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. «Информ. мат-лы». Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 3–9.
8. Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.
9. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Кошелева И.А. Тельбесский и саурский тектогенез в Центральном Казахстане и на Восточном Урале (сравнительный анализ) // Тектоника Азии. Материалы тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 218–220.
10. Тевелев Ал.В., Кац М.Я., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Охапкина Е.Ю. Тектоническая зональность Южной части Восточного Урала // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса: Тр. лаб. складчатых поясов. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 84–94.

В.Е.Вержбицкий¹, О.В.Левченко²

Внутриплитные деформации океанической литосферы на примере сравнительного структурного анализа Центральной котловины Индийского океана и Азоро-Гибралтарской зоны разломов

Повышенный научный интерес к проблемам внутриплитных площадных деформаций сжатия океанической литосферы и связанных с ними геофизических аномалий объясняется детализацией теории тектоники литосферных плит, расширением круга рассматриваемых ею вопросов и постепенным переходом с глобального на региональный уровень. Деформации океанической коры в Центральной котловине и Азоро-Гибралтарской зоне были вызваны процессами коллизии, протекающими в Альпийско-Гималайском складчатом поясе.

Индоокеанская область позднемиоценовых внутриплитных деформаций примерно совпадает с областью повышенной современной сейсмической активности и протягивается в полосе между 2° с.ш. и 5° ю.ш. через Центральную котловину, пересекает Восточно-Индийский хребет и простирается в Кокосовой котловине до Зондского желоба [1, 2].

Азоро-Гибралтарская зона средне-позднемиоценовых деформаций (Атлантический океан) располагается в районе восточного продолжения трансформного разлома Глория и простирается в пределах широкой полосы восток-северо-восточного простираения (34–37° с.ш.; 9–15° з.д.). По результатам обработки порядка 10 000 км профилей НСП, с использованием опубликованных английских [4] данных, для Индоокеанской зоны

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

² Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия

авторами были построены структурные (тектонические) карты V полигона детальных исследований 31-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» (М-31-V; 3°–5°30' ю.ш.; 77°30'–81°30' в.д.) и полигона 22-го рейса НИС «Профессор Штокман» (Ш-22-II; 1,5°ю.ш.–1,5°с.ш., 81°–84°в.д.).

Наиболее распространенными структурными элементами Индоокеанской зоны деформаций являются разломы субширотной ориентировки, представляющие собой взбросы или надвиги, развитые как в пределах фундамента океанической коры, так и в осадочном чехле. В пределах осадочного чехла с ними обычно ассоциируют резко асимметричные привзбросовые складки. Протяженность данных структур составляет 10–50 км и более при амплитуде смещения по разломам десятки – первые сотни метров. Ширина складок колеблется в пределах первых километров при амплитуде до 100–300 (до 500) м.

Кроме субширотных структур, здесь выделяются разломы северо-западного и северо-восточного простираний, которые в современном поле напряжений (оси максимального сжатия ориентированы субмеридионально) проявляют, соответственно, правостороннюю и левостороннюю компоненты смещения с амплитудой в первые километры (до 10 км).

Сочетание молодого (позднемиоценового) и древнего (позднемелового, спредингового) структурных планов, разделяет изучаемую территорию на блоки с различной степенью, преобладающей вергентностью разломов и характером деформации (присутствуют, также, слабо- и недеформированные участки), что и определяет мозаично-блоковую структуру области внутриплитных деформаций. Причем, границы между отдельными блоками в разных случаях представляют собой участки древних (позднемеловых) субмеридиональных трансформных разломов, молодых (позднемиоценовых) субширотных разломов взбросового типа и молодых диагональных (северо-восточного и северо-западного простирания) разрывных нарушений сдвигового и взбросо-сдвигового типа.

Наиболее крупные морфологические элементы Азоро-Гибралтарской зоны характеризуются в общем северо-восточным простиранием и представлены подводными поднятиями и хребтами, а также разделяющими их котловинами. Наиболее интенсивные деформации в данном регионе сконцентрированы вдоль субширотной полосы, проходящей через подводные горы Ампер и Корал-Патч [5]. Также, известны деформации, приуроченные к поднятиям Горриндж, Хиронделл, Эстремадура (взбросы, привзбросовые складки северо-восточного простирания, поперечные сдвиги) [3].

Наблюдаемая структура сформировалась под действием напряжений с северо-западной ориентировкой осей максимального сжатия. До настоящего времени однозначно не установлено местоположение границы между Евразийской и Африканской плитами, возможно, здесь граница имеет диффузный характер и частично совпадает с областью развития деформаций. Особо важную роль в структуре Азоро-Гибралтарской зоны играют протяженные древние (позднемезозойские) трансформные

разломы восток-северо-восточного простирания, многие из которых находят свое продолжение в герцинских структурах Иберийского полуострова (такие, как Кадис-Аликонте, Байо-Тахо, Плансеня и др.) [3].

Рассматриваемые области обладают рядом сходных структурных особенностей. Прежде всего – важнейшая роль древних трансформных разломов, во многом предопределяющих общий облик структуры; широкое распространение взбросов и связанных с ними складок шириной в первые километры, протяженностью 5–50 км, группирующиеся в более крупные (шириной в десятки километров) складчатые структуры; отсутствие деформаций на значительных участках в пределах рассматриваемых областей; приуроченность наиболее интенсивных деформаций к подводным возвышенностям; противоположная вергентность взбросов на противоположных склонах отдельных поднятий.

Различия в структуре Индоокеанской и Азоро-Гибралтарской областей объясняются отличиями в ориентировке осей сжатия по отношению к простиранию трансформных разломов [2, 3] и по степени удаленности от определивших их появление активных границ плит. В то время как Индоокеанская область удалена от Гималайского сегмента Средиземноморского пояса на 2–3 тыс. км, то Азоро-Гибралтарская зона разломов располагается непосредственно на западном продолжении вышеупомянутого пояса в пределах океанических частей Евразийской и Африканской литосферных плит.

Литература

1. *Вержбицкий В.Е., Левченко О.В.* Особенности структуры зоны внутриплитных деформаций океанической литосферы на севере Центральной котловины Индийского океана по данным детального структурного картирования // *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма*. М.: ГЕОС, 1999. С. 128–131. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. I).
2. *Казьмин В.Г., Левченко О.В.* Современные деформации индоокеанской литосферы // *Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность*. М.: Наука, 1987. С. 159–175.
3. *Казьмин В.Г., Марова Н.А., Алехина Г.Н., Тихонова Н.Ф.* Неоген-четвертичная деформация океанской литосферы в районе хребта Горриндж // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1990. №12. С. 48–56.
4. *Bull J.M.* Structural style of intra-plate deformations, Central Indian Basin: Evidence for the role of fracture zones // *Tectonophysics*. 1990. N 184. P. 213–228.
5. *Hayward N., Wats A.B., Westbrook G.K., Collier J.S.* A seismic reflection and GLORIA study of compressional deformation in the Gorringe region, eastern North Atlantic // *Geophys. J. Int.* 1999. V. 138. С. 831–850.

Проблемы тектоники и формирования континентальной коры докембрийско-палеозойских складчатых поясов обрамления Сибирской платформы

Интерес к структурам обрамления Сибирской платформы чрезвычайно возрос в последние годы как у российских, так и у зарубежных геологов. С одной стороны, он вызван необходимостью межрегиональных корреляций при реконструкции глобальных событий в истории формирования континентальной коры, с другой – вполне объясняется новыми геохронологическими данными, требующими пересмотр традиционно сложившихся взглядов на тектоническое строение и эволюцию как самой Сибирской платформы, так и обрамляющих ее структур.

Особое внимание уделяется структурам западного обрамления Сибирской платформы (Таймыр, Енисейский кряж, Восточный Саян), в составе которых преобладают докембрийские магматические и метаморфические комплексы. Работами последних лет достаточно убедительно доказывается наличие в пределах этих складчато-покровных структур разновозрастных коллизионных, островодужных, задуговых, офиолитовых и других геодинамических комплексов, отражающих длительную историю их формирования [1–9].

На примере ключевых комплексов указанных регионов анализируются новые петролого-геохимические и геохронологические данные и их значение в тектонических реконструкциях. Рассматривается проблема так называемых архейских «выступов фундамента» и «глыб» в составе складчато-покровного обрамления платформы. Обсуждаются неопротерозойские события, зафиксированные в коллизионных комплексах Таймыра и Енисейского кряжа, в связи с гренвилевским этапом в истории Земли и формированием суперконтинента Родиния. Приводится событийная корреляция формирования коллизионных и офиолитовых комплексов в пределах разных складчато-покровных поясов, обрамляющих Сибирскую платформу. Ставится вопрос и анализируется значение палеозойских тектонических событий в формировании Таймыро-Североземельской складчатой области и Енисейского кряжа.

Литература

1. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса // Геология и геофизика. 1994. №7–8. С. 169–181.
2. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Мельгунов М.С. Петрология и

¹ Объединённый институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

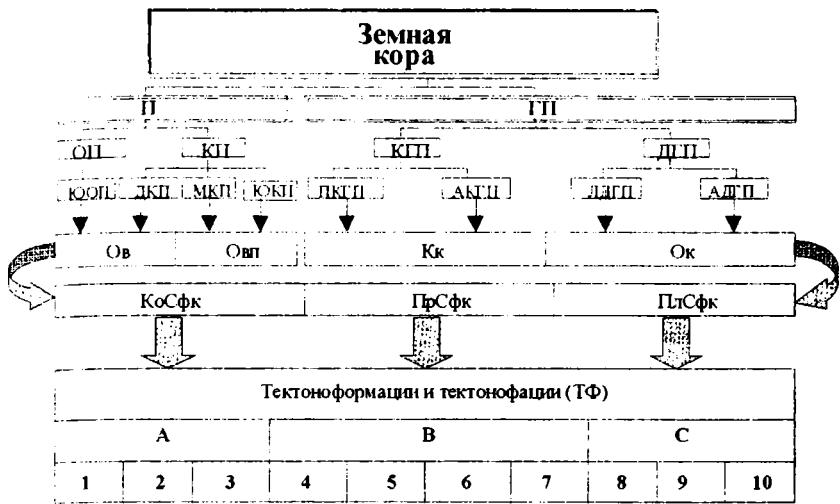
- геохимия рифейских офиолитов Северного Таймыра // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, №1. С. 113–129.
3. Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З. Докембрийские граниты Фадеевского террейна (Северный Таймыр): Новые геохимические и изотопно-геохронологические (U-Pb, Sm-Nd) данные // ДАН. 1998. Т. 363, №5. С. 653–657.
 4. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И. и др. Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского края // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, №2. С. 255–259.
 5. Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского края // Геотектоника. 1993. №6. С. 82–87.
 6. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Протерозойские гранито-гнейсовые купола Енисейского края: Геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1305–1313.
 7. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М-б 1:2 500 000 / Под редакцией Н.А.Богданова, В.Е.Хаина. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России. ПКО «Картография», 1998.
 8. Хераскова Т.Н. Новые данные о строении Енисейского края // Геотектоника. 1999. №1. С. 15–27.
 9. Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuyev M.I. Circum-Siberian Neoproterozoic Ophiolite Belt // Ofioliti. 1997. V. 22, № 2. P. 195–200.

В.А.Вигинский¹

Пути преодоления кризиса в тектоническом картировании (к вопросу о принципиальной легенде тектонических карт)

Последние десятилетия ознаменовались развитием кризисной ситуации в тектоническом картировании. Общая прагматизация геологических работ сформировала устойчивое мнение о бесполезности тектонических построений, об их неспособности решать практические поисково-разведочные задачи. Вместе с тем, триумфальное воцарение в умах геологов концепции тектоники плит, при одновременном функционировании и развитии ряда иных геотектонических гипотез, привело к формированию некоторого эклектизма в представлениях об иерархии геотектонических элементов, к непониманию единого генетического ряда геоструктур. Вследствие этого, многие основополагающие положения Н.С.Шатского и Н.П.Хераскова негласно признаются устаревшими и заменяются новыми тезисами, что нередко приводит к созданию сложно читаемых построений

¹ Администрация Краснодарского края, Краснодар, Россия



Иерархия структурных элементов земной коры (расшифровка аббревиатур дана в тексте)

Необходимость жёсткого разделения картируемых геологических тел по принципу единообразия поля классифицирующих признаков, побудила автора обратиться к формированию модернизированной иерархической системы оных. Попытка разработки такой системы (рисунок) привела к необходимости применения дихотомического принципа подразделения признакового поля (основанном на альтернативном противопоставлении равнозначных геологических объектов как наиболее бесспорном).

В этом смысле картируемыми объектами первого ранга, составляющими каркас земной коры, признаются геоплиты (П) и их границы (ГП). Подобный подход дает возможность провести сопоставимое картирование в пределах континентов и океанов. Геоплиты по типу земной коры традиционно подразделяются на океанические (ОП) и континентальные (КП), при этом, переходные типы коры, как правило, соответствуют участкам земной коры, образующим границы геоплит.

Континентальные плиты можно четко разделить по возрасту консолидации или комплексов основания и особенностям перекрывающих его осадочных или вулканогенно-осадочных комплексов. Выделяются древние плиты (ДКП) с архейско-протерозойским возрастом консолидации основания (PR); молодые плиты (МКП) с палеозойским возрастом комплексов основания (PZ) и юные плиты (ЮКП) мезозойско-кайнозойского возраста (MZ-KZ), в пределах которых до сих пор происходит формирование комплекса основания.

В рамках каждой плиты (платформы) картируются два элемента, наглядно демонстрирующие дифференцированные движения – ортовыступы (ОвДКП, ОвМКП, ОвЮКП) и ортовпадины (ОвпДКП...). Как правило, они представлены: в первом случае комплексами основания и во втором – комплексами авлакогенов, трогов, орогенных прогибов (палеомолассами), т.е. – тафрогенными (переходными) и плитными, со спокойным залеганием слоев, комплексами. Таким образом, в пределах ортовпадин и ортовыступов выделяются структурно-формационные комплексы, упомянутые выше: комплексы основания (КоСфкДКП...), а также – переходные (ПрСфкОвпДКП...) и плитные (ПлСфкОвпДКП...) комплексы.

Разделение структурных элементов в пределах океанических плит (ОП) производится по той же схеме за небольшим исключением. Древних и молодых океанических плит в связи со всем известной молодостью океанов не существует и все океанические плиты представлены, таким образом, лишь юными океаническими плитами (ЮОП). В их пределах выделяются: ортовпадины (ОвпЮОП) – котловины и ортовыступы (ОвЮОП) – вулканические и иные поднятия, зоны горячих точек (?). Для ортовпадин и ортовыступов фиксирующим признаком являются области развития геотформаций, составляющих три слоя океанической коры – комплекс основания (КоСфкОвпЮОП) – так называемый I слой, переходный – II слой (ПрСфкОвпЮОП) и плитный – III слой океанической коры (ПлСфкОвпЮОП). Ими и заполняется последний иерархический уровень.

Второй классификационный ряд представляют собой границы плит (ГП). Они подразделяются на границы плит дивергентные (ДГП) и конвергентные (КГП). Далее следуют подразделения на границы, соответственно: линейные (ЛДГП) и ареальные (рассеянные – АДГП), а также активные и пассивные (АКГП и ПКГП). В пределах последних выделяются блоки с континентальной (КкЛДГП...) и океанической (ОкЛДГП...) корой (в рамках этого таксона возможно дополнительное членение блоков на участки с различного рода переходной корой) – микроконтиненты, островные дуги и т.д., в первом случае, желоба; тыловые моря, внутриконтинентальные глубоководные котловины и т.п. – во втором. Объекты последнего иерархического уровня, как видно, легко сопоставляются с ортовпадинами и ортовыступами плит.

Последний иерархический уровень, как всегда, составляют геотформационные комплексы (основания – КоСфкОвпАКГП..., переходный – ПрСфкОвпАКГП... и плитный – ПлСфкОвпАКГП...).

Тектонические карты, составленные на основе предлагаемой базисной легенды, по-видимому, будут в достаточной мере адекватно отображать латеральное распределение существующих тектонических режимов, что снимет необходимость специального картирования последних.

Важным преимуществом подобного рода иерархической системы следует считать возможность ее дальнейшего развертывания в область крупномасштабных построений, характерных для специализированных

тектонических карт и несущих прямые прогностические функции. В данном случае подразумевается возможность членения структурно-формационных комплексов по степени их деформированности на основе тектонофациального (ТфПлСфкОвпДКП...) анализа [Паталаха, 1985; Вигинский и др., 1999]. Подобные построения возможно осуществлять в сколь угодно крупном масштабе, что снимает с тектонического картирования распространенное обвинение в излишнем фундаментализме.

Предлагаемая схема, конечно, неидеальна и несовершенна, однако представляется, что унификация иерархии континентальных и океанических структур, рассмотрение их в едином таксономическом ряду со структурами границ плит позволят облегчить тектоническое картирование сложных, а в особенности, – переходных от континента к океану ареалов. При этом, может быть применен традиционный принцип картирования структурно-формационных комплексов и возраста их формирования, что позволит сохранить привычный облик тектонических карт, сделав их в то же самое время читаемыми с точки зрения современных представлений, а учитывая возможный выход картирования в область крупномасштабных построений, – и придать им минерально-сырьевую направленность.

Н.Н.Винничук, В.В.Кормильцев, Н.П.Костров¹

Возможности потенциальных геофизических методов при изучении коллизионной зоны на Южном Урале

По новым, специально разработанным в операционной системе UNIX 2D и 3D алгоритмам и программам выполнена интерпретация гравимагнитных данных в полосе, включающей Уралтау, Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР), западную часть Магнитогорского прогиба (Ирендыкскую зону) и Сакмарскую зону, от широты г.Белорецка до р.Урал.

Интерпретация выполнена в интерактивном режиме методом подбора. Потенциальным полям свойственна многовариантность распределения избыточной плотности и магнитной восприимчивости, удовлетворяющих экспериментальному полю. Поэтому интерпретация должна быть основана на конкретной структурно-тектонической гипотезе и полном учете достоверной геологической и петрофизической информации. Возможности полного учета априорной информации является отличительной чертой использованного программного обеспечения. Другой его особенностью является возможность корректных расчетов магнитного поля сильно намагниченных объектов, в частности, офиолитовых комплексов.

По существу, интерпретация состоит в проверке предлагаемых физико-геологических моделей среды на соответствие экспериментальному

¹ Институт геофизики (ИГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

полю с частной корректировкой модели без разрушения основной концепции. В противном случае геолого-тектоническая концепция заменяется другой, и интерпретацию выполняют снова. Была выполнена проверка на соответствие экспериментальному аномальному магнитному и гравитационному полю трех основных предположений: листрического характера ГУГР с его выполаживанием к востоку на глубине нескольких километров; наличие под эффузивными и эффузивно-осадочными комплексами Ирландской структурно-тектонической зоны массивов габбро, не выведенных на уровень эрозионного среза; надвиговый характер Сакмарской зоны (в ее северной части).

Признано, что ГУГР является шовной зоной, существовавшей со времен Уральского палеоокеана и длительное время разделявшей две области земной коры с различными типами тектонического развития. В процессе тектоногенеза зона ГУГР, вероятно, изменяла свое строение и положение в пространстве. К.С.Иванов считает, что современное строение зоны ГУГР возникло в результате растяжения, предшествовавшего фазе орогенеза и способствовавшего выведению комплексов Уралтау на уровень эрозионного среза. В этом случае ГУГР на глубине нескольких километров должен сменить крутое восточное падение на более пологое и, может быть, даже, превратиться в субгоризонтальную плоскость срыва.

Верхняя, выходящая на поверхность часть зоны ГУГР представлена серпентинитовым меланжем, местами сильномагнитным. Если предположить, что область тектонического контакта и на глубине содержит сильномагнитные породы, тогда в аномальном магнитном поле имеется информация о листрическом характере ГУГР. Выполненная интерпретация показала, что намагниченные пластообразные объекты, отстроенные в предположении о листрическом характере ГУГР, создают аномальное поле, хорошо совпадающее с экспериментальным. Более того, разрезы, построенные в предположении о крутом падении зоны ГУГР, и других эффузивных и эффузивно-осадочных толщ к востоку от ГУГР не удовлетворяют экспериментальным материалам, поскольку приходится приписывать эффузивам такие значения намагниченности, которые им не свойственны по петрофизическим данным.

К западу от ГУГР в области развития практически немагнитных пород суваньякского комплекса Уралтау на глубинах 1–4 км необходимо предположить наличие слабомагнитного объекта в виде свода, восточное крыло которого уходит на глубину под зону ГУГР. Вероятнее всего это породы максютковского комплекса, выходящие на поверхность южнее, где они содержат маломощные тела серпентинитов и габбро. Ранее наличие пород максютковского комплекса под суваньякскими в северной части Уралтау предполагалось К.С.Ивановым по структурно-тектоническим построениям.

Восточнее ГУГР, в Ирландской зоне, наблюдается ряд интенсивных максимумов силы тяжести, принадлежащих зоне Уральского гравитационного супермаксимума. Некоторые из этих максимумов простран-

венно связаны с небольшими выходами габбро и серпентинизированных гипербазитов. Количественная интерпретация показала, что для объяснения этих аномалий необходимо предположить наличие значительных по размерам глубинных объектов, обладающих избыточной плотностью габбро или гипербазитов. Это согласуется со взглядами ряда геофизиков и геологов, в частности, – Е.М.Ананьевой и К.К.Золоева, которые считают, что под эффузивными образованиями здесь находятся базит-гипербазитовые массивы, подобные по своей структурно-тектонической позиции массивам Платиноносного пояса на Среднем и Северном Урале.

Напротив, массивы серпентинизированных гипербазитов в Сакмарской зоне не сопровождаются аномалиями силы тяжести такого же масштаба и не имеют тяжелых корней. Видимые особенности строения северной части Сакмарской зоны не находят адекватного отражения в характере гравитационного поля. Возможно, что распределение силы тяжести здесь обусловлено строением следующего, более низкого структурного этажа. Привлечение данных магнитометрии для выяснения надвигового характера Сакмарской зоны основано на предположении, что мощность серпентинизированных массивов совпадает с толщиной тектонической пластины. Результаты интерпретации наилучшим образом согласуются с экспериментальным магнитным полем при мощности массивов 2 км на северном замыкании Сакмарской зоны с увеличением к югу до 3–4 км.

Приведенные примеры показывают, что анализ данных потенциальных методов способен сыграть существенную роль при структурных построениях в коллизионной зоне на Южном Урале.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64816).

**А.Г.Владимиров¹, С.П.Шокальский², Г.А.Бабин²,
Н.Н.Руднев¹, Н.Н.Крук¹, В.А.Пономарчук³,
А.В.Травин³, С.А.Выставной¹**

Глубинные разломы и магматизм Алтае-Саянской складчатой области

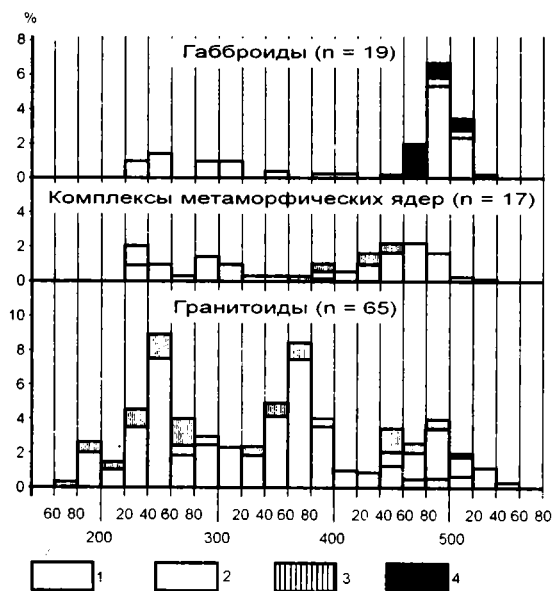
Алтае-Саянская складчатая область (АССО) – один из наиболее сложных в тектоническом отношении регионов России. Начиная с классических работ М.А.Усова, А.В.Пейве, Ю.А.Кузнецова, В.А.Кузнецова и Л.П.Зоненшайна, все исследователи подчеркивали определяющую

¹ Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² ФГУ ГП "Запсибгеолсъемка", пос.Елань, Новокузнецкий район, Кемеровская область, Россия

³ Аналитический центр ОИГТМ СО РАН, Новосибирск, Россия

роль глубинных разломов, ответственных за современную тектоническую структуру региона, пространственное размещение вулканических полей и интрузивных тел, а также сопряженных с ними крупных и уникальных рудных месторождений (Fe, Cu, W, Au и др.). Новый взгляд на роль глубинных разломов в геологическом строении АССО появился в последние годы в связи с идеей их интерпретации как крупнейших палеотрансформных сдвиговых систем [1]. Опираясь на эту идею, авторы доклада провели комплексное структурно-кинематическое, петрологическое и геохронологическое исследование крупнейших глубинных разломов АССО, а также пространственно совмещенных с ними метаморфических блоков и магматических тел. Были построены повременные срезы (от позднего докембрия до раннего мезозоя), отражающие активизацию тех или иных глубинных разломов, специфику сопряженного с ними метаморфизма, масштабы и геохимические типы магматитов. В основу проведенного исследования, в первую очередь, были положены геохронологические данные, включающие более 60 определений возраста метаморфических и магматических пород (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопные методы). Статистический анализ распределения геохронологических дат (см рис.) позволил выявить основные рубежи тектономагматической перестройки в АССО.



Гистограмма распределения возрастов
1 – U-Pb, 2 – Ar-Ar и K-Ar, 3 – Rb-Sr, 4 – Sm-Nd данные

На венд-раннекембрийском этапе гранитоидный магматизм был проявлен главным образом в пределах окраинно-континентальных террейнов (островные дуги, задуговые бассейны и т.д.). Здесь, в ассоциации с вулканитами и габброидами, формировались гипабиссальные массивы гранитоидов толеитового (майнский, колтасский комплексы, [2]), реже известково-щелочного (мартайгинский комплекс) рядов. Ареалы развития магматизма не выходили за пределы террейнов.

Среднекембрийский-позднеордовикский этап отвечал формированию аккреционно-коллизонных систем Тувы, Саян, Восточного Алтая и характеризовался активными сдвиговыми перемещениями по глубинным разломам, формированием метаморфических комплексов НТЛР-типа (шутхулайский комплекс в Вост. Саяне, [3], эрзинский и мугурский комплексы Западного Сангилены, [4]). Гранитоидный магматизм проявился на той же территории и был представлен мезоабиссальными батолитами преимущественно андезитового ряда (таннуольский, ольховский и др. комплексы). В областях со зрелым сиалическим основанием проявились, также, субщелочные гранитоиды.

В первой половине раннего девона магматизм охватил большую часть АССО. В режиме растяжения земной коры, (рассеянный рифтогенез) были образованы межгорные впадины (Минусинские и др.), возможно синсдвигового происхождения, а в их обрамлении – массивы малоглубинных гранитоидов повышенной щелочности. Геохимические характеристики пород свидетельствуют об активном участии в их образовании аномального мантийного источника. Типичные представители этого этапа – майорский комплекс Горного Алтая и кукшинский – в Западном Саяне [5]. Метаморфические комплексы этого этапа в АССО не известны.

В конце раннего – среднем девоне гранитоидный магматизм был локализован в Западном Саяне и Восточном Алтае. Здесь, на фоне сдвиговых движений был сформирован ряд комплексов гранитно-метаморфических ядер НТЛР-типа (тонгулакский, курайский, телецкий и, вероятно, чулышманский комплексы [6]) и крупные батолиты известково-щелочных (большепорожский комплекс) и плюмазитовых (джойский комплекс) гранитоидов.

Концу раннего – началу позднего девона отвечает широкое развитие вулканитов и связанных с ними малоглубинных гранитоидов в западной части АССО. Наблюдается зональность состава магматитов, типичная для активных континентальных окраин (от плагиогранитов змеиногорского комплекса в Рудном Алтае до субщелочных гранитов на востоке Горного Алтая). Восточная часть АССО начиная с середины девона была практически амагматична вплоть до кайнозоя.

Поздний девон – ранний карбон характеризовались резкой активизацией сдвиговых движений, формированием комплексов метаморфических ядер (южно-чуйский) и мощным всплеском батолитового гранитоидного магматизма в западной части АССО. Крупные плутоны известково-щелочных (усть-беловский комплекс) и плюмазитовых (боровлян-

ский, рахмановский комплексы) гранитоидов этого этапа приурочены преимущественно к раннепалеозойским турбидитовым террейнам.

В среднем-позднем карбоне гранитоидный магматизм на территории АССО был резко подавлен. Только в Рудном Алтае в это время формировались субвулканические гранитоиды известково-щелочного ряда (волчихинский комплекс). Отметим, что этот этап характеризовался активизацией сдвиговых движений, вызванных косой коллизией Сибирского и Казахстанского континентов, формированием комплексов метаморфических ядер (Белокурихинский и Томский блоки).

В перми-триасе продолжались интенсивные сдвиговые перемещения и формирование метаморфических комплексов в Иртышская зоне. Этот этап характеризовался широким развитием на Алтае гранитоидов различных типов: известково-щелочных (Саввушинский массив), плюмазитовых (Белокурихинский массив), субщелочных (Айский массив), монцонитоидных (спириновский комплекс в Белокурихинском массиве) и редкометалльно-плюмазитовых (Каракольский и др. массивы).

Проведенный анализ позволил установить жесткую взаимосвязь между временем активизации глубинных разломов (повышенный метаморфизм, вязко-пластичные сдвиговые движения) и временем формирования крупнейших гранитоидных батолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 99-05-64727, 98-05-65294, 97-05-65219, 97-05-65223).

Литература

1. Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения земной коры // автореф. дисс., Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995.
2. Владимиров А.Г. и др. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ag датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 28–42.
3. Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер Кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 178 с.
4. Каргополов С.А. Метаморфические комплексы Сангилен (ЮВ Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. 20 с.
5. Зальцман В.Д. и др. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Западного Саяна. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. 17 с.
6. Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа: Автореф. дис. ... доктора. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1998. 44 с.

Структурно-термальная модель формирования раннекаледонского горно-складчатого сооружения Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува)

Исследования последних лет показали, что внутриконтинентальные складчатые пояса, как правило, формируются на месте бывших палеотрансформных континентальных окраин. В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса подобные сдвиговые системы отвечают различным возрастным рубежам (от позднего докембрия до мезозоя включительно), однако наибольший интерес представляют раннекаледонские горно-складчатые сооружения. Это связано с тем, что геологические комплексы, участвующие в строении раннекаледонских коллизионно-сдвиговых систем, прошли, как правило, максимально полный цикл развития (от периокеанической до коллизионной и постколлизионной стадии включительно), а в современных эрозионных срезах представлены геоблоками различных фаций глубинности (вплоть до гранулитовой фации метаморфизма). На примере таких районов можно построить обобщенные структурно-термальные модели развития коллизионно-сдвиговых систем, выяснить их специфику и разработать диагностические признаки индикаторных для этих обстановок геологических комплексов.

Перспективным в этом отношении является Западный Сангилен (Юго-Восточная Тува). Здесь существует возможность изучения геологических комплексов, прошедших единый цикл тектоно-метаморфических преобразований, но относящихся к различным фациям глубинности (от неметаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ до глубокометаморфизованных, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма).

Авторами предложена структурно-термальная модель Западного Сангилен, согласно которой эволюция и становление этого горно-складчатого сооружения включает четыре крупных этапа тектогенеза:

- доаккреционный, поздний рифей-венд;
- начальный аккреционный ("лобовая" коллизия), поздний венд (?), кембрий;
- поздний аккреционный ("косая" коллизия), поздний кембрий – ранний ордовик;
- постколлизионный, ордовик.

В доаккреционный этап происходило заложение и развитие периокеанического бассейна типа "pul-appart" и становление Агардагского офиолитового пояса. В данный период доминируют условия общего регионального растяжения и происходит возрастание мощности вулкано-

¹ Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

генно-осадочных толщ бассейна, их термальный прогрев, достигавший, по-видимому, уровня зеленосланцевой фации метаморфизма.

Начальный аккреционный этап характеризуется радикальной сменой геодинамической обстановки, в ходе которой произошло изменение общего стиля кинематики тектонических нарушений и сопряженного метаморфизма. Региональное растяжение бассейна сменилось общим сжатием вулканогенно-осадочных толщ, сопровождавшееся интенсивными взбросо-сбросовыми тектоническими движениями, заложением сети основных разрывных нарушений в регионе (включая зоны вязко- и хрупкопластичного течения горных пород) и формированием реологически однородных геоблоков и литопластин. Тектоническое утолщение в условиях "лобовой" коллизии привело к метаморфизму повышенных давлений и умеренных температур (кианитовый тип) отдельных литопластин, расположенных в нижних частях земной коры.

Прогрессирующее сжатие региона на *позднеаккреционной стадии* обусловило скучивание и дальнейшую аккрецию фрагментов этого бассейна к краю Тувино-Монгольского микроконтинента с заложением активной континентальной окраины Андского типа. Этот геодинамический режим привел к ярковыраженной сдвиговой компоненты в общекоровых деформациях, что положило начало развалу орогена по уже существующей системе глубинных разломов и сопряженных деколlementов, в том числе срыву осадочного чехла с комплекса основания, а также выведению тектонических блоков нижней коры в верхние уровни коры.

Реактивация зон вязко- и хрупкопластичного течения и заложение субгоризонтальных срывов предоставило необходимые условия для инжектирования по ним базитовых и кислых расплавов, прогреву вулканогенных и метаосадочных толщ и их метаморфизму в условиях повышенных температур и низких давлений (НТ/ЛР тип метаморфизма).

Постколлизционная активизация, вероятно всего, была связана с возбуждением аномальной мантии под коллизийным швом. В этот период времени, по существу, во внутриконтинентальной обстановке получили максимальное развитие левосдвиговые движения по основным тектоническим разломам, которые в свою очередь явились проводником для мантийных расплавов. Под воздействием последних произошел разогрев нижних и средних уровней коры, анатектическое выплавление кислых расплавов и смешение последних с контрастным по составу мантийными магмами. Постколлизийные процессы, привели к отмиранию активной континентальной окраины Андского типа, активизации швонной зоны с преваляющими левосдвиговыми движениями и интенсивным поступлением мантийных расплавов, ремобилизации коры с формированием малоглубинных гранулитов и Тесхемского батолита.

Авторы благодарны А.А.Терлееву, В.Е.Гоникбергу, С.И.Ступакову и А.Э.Изоху за обсуждение проблем, затронутых в данной статье. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 97-05-65223, 99-05-64727).

Магматические индикаторы стиля аккреции

Геологическая наука достигла значительных успехов в области палеогеодинамических реконструкций. Вместе с тем, уже назрела необходимость в более детальном рассмотрении на основе фактологического материала отдельных составляющих геодинамического процесса взаимодействия континентальных и океанических структур, таких как субдукция и аккреция.

Процессы формирования и эволюции аккреционных систем имеют различный характер и стиль, что находит отражение в структурно-вещественных характеристиках слагающих их геологических комплексов. Одним из индикаторов хода и стиля аккреционного процесса являются магматические породы, входящие в состав этих комплексов.

В своих исследованиях мы рассмотрели эту проблему на примере Центрально-Сихотэ-Алинской мезозойской аккреционной системы, состоящей из Самаркинской и Бикинской аккреционных призм, сложенных линзовидными пакетами океанических комплексов без значительного участия чужеродных террейнов.

Для рассматриваемых вулканогенно-кремнисто-терригенных комплексов характерна тесная пространственная связь базальтоидов с меймечитами. Основные эффузивы преимущественно представлены массивными, шаровыми и подушечными лавами базальтов и пикробазальтов, слагающими потоки, реже туфами и лавобрекчиями. Рассматриваемые базальты имеют щелочной характер и подразделяются на натровый и калиевый типы. Меймечиты и их лавобрекчии образуют силлы, дайки и трубки взрыва, обломочный материал в которых представлен базальтами, кремнистыми и терригенными породами. Общим для базальтоидов и меймечитов является их ферротитановая специализация и сходный характер распределения редкоземельных и малых элементов, что свидетельствует о близости составов их мантийных субстратов.

Геологическая ситуация нахождения базальтов и меймечитов, а также их петрогеохимические характеристики свидетельствуют: а) об аллохтонном характере базальтов, поскольку они были сформированы в океанической внутриплитной обстановке и впоследствии аккрегированы; б) о неавтохтонном характере меймечитов, так как они образовались непосредственно в теле аккреционной призмы [1].

Установлено петрогенетическое родство пространственно сближенных базальтов и меймечитов и наличие, по меньшей мере, двух типов таких парных ассоциаций [1]. С калиевыми разностями базальтов ассоциируют меймечиты, сходные по петрогеохимическим и минералогическим параметрам с меймечитами Японии, Сахалина и Корякского наго-

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

рья, а с натровыми – меймечиты, близкие к меймечитам Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы.

Ключом к нашим геодинамическим реконструкциям послужило наличие сопряженных пар базальтов и меймечитов, сформированных в различных геодинамических условиях. Существование таких пар можно объяснить лишь в том случае, если: 1) они имели единый мантийный источник, из которого последовательно выплавлялись магматические расплавы, давшие начало базальтоидам, затем (с существенным временным интервалом?) – меймечитам; 2) мантийный источник сопряженных пар базальтов и меймечитов должен был сохранить свою целостность к моменту формирования меймечитов; 3) имела мощная «холодная» литосфера, способствующая генерации очень глубинных расплавов.

Эти условия могли выполняться в случае возникновения океанических коромантийных блоков, которые не погружались в зону субдукции, а стопорились у фронта аккреционной призмы. Такой процесс возможен при существенном превышении скорости спрединга над скоростью субдукции, что обуславливало торошение океанической литосферы, в результате чего произошло заклинивание зоны субдукции и прекращение в этом месте субдукционного процесса. Высокая титанистость изученных нами океанических вулкаников свидетельствует о высоких скоростях спрединга [2].

Формы проявления и отсутствие комагматичных меймечитам неавтохтонных базальтоидов указывают на кратковременность и малообъемный характер ультрамафитового вулканизма. Это является дополнительным свидетельством в пользу высокострессового характера данного геодинамического режима.

Образование в единой аккреционной системе спаренных Самаркинской и Бикинской аккреционных призм и, соответственно, меймечитовых поясов обусловлено более поздними сдвиговыми перемещениями [3].

Таким образом, рассматриваемые магматические породы являются индикаторами особого стиля аккреционного процесса, суть которого заключается в смене «субдукционной» аккреции «коллизивной» аккрецией коромантийных блоков в условиях высокострессового режима в зоне конвергенции континентальных и океанических структур.

Литература

1. *Войнова И.П., Приходько В.С.* Вулканисты в аккреционных призмах: Геодинамические обстановки формирования (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 139–141. (Материалы XXXII Тектонич. Совещ.; Т. 1).
2. *Матвеевков В.В.* Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Геотектоника. 1989. № 4. С. 51–63.
3. *Voinova I.P., Zibrev S.V., Prikhodko V.S.* Meimechites of the central Sikhote-Alin: A plume underneath an accretionary Wedge: Abstracts 6th Zonenshain conference on plate tectonics. M., 1998. P. 40.

Систематика субдукционных и коллизионных процессов в докембрии и раннем палеозое в Приенисейской Сибири по геологическим и изотопно-геохронологическим данным

Многие исследователи считают, что на рубеже, близком к 1,9 млрд лет назад, был сформирован суперконтинент Пангея II. Со всех сторон он был окружен зонами субдукции, в которые погружалась океаническая кора со стороны Панталассы. Во время субдукции океаническая кора подвергалась дегидратации и метаморфическим преобразованиям, вплоть до трансформации базальтов в эклогиты. Изотопные данные свидетельствуют о том, что субдукция в конце раннего протерозоя носила исключительно мощный, лавинный характер. Поэтому освобождающиеся в изобилии флюиды, обогащенные высокомолекулярными некогерентными элементами, производили интенсивную гранитизацию континентальной литосферы не только в пределах мантийного клина, но и захватывали более удаленные области суперконтинента. Дегидратированная же океаническая кора, опускаясь на глубину, продуцировала химическую гетерогенность верхней мантии, отмечаемую по изотопам под всеми океанами и материками.

На севере Енисейского кряжа установлены фрагменты вулканоплутонического пояса этого возраста. Вулканы относятся к ряду щелочно-земельных пород, с диапазоном кремнекислотности от толеитов до риолитов. Вулканы и переслаивающиеся с ними осадки позже были метаморфизованы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях и интродуцированы гранитными плутонами, в том числе – достаточно крупным Гаревским массивом (1800 млн лет).

На юге Енисейского кряжа вулканических реликтов пояса не установлено, но плутонические встречаются повсеместно. Они выражены интенсивной гранитизацией и мигматизацией архейских образований и представлены массивами палингенно-метасоматических гранитоидов. Отличительной особенностью гранитов и мигматитов является обогащенность их монацитом, концентрации которого иногда достигают промышленных размеров (Таракский массив). Фосфор, редкоземельные элементы (REE) и торий – основные компоненты монацита, – извлекались, вероятно, из фосфатоносных океанических осадков при их дегидратации в зоне субдукции.

Кульминация процесса субдукционной гранитизации зафиксирована нами Rb-Sr изотопной системой. По разнофазовым телам аллохтонных чарнокитов Кузеевского района, сильно обогащенных метасоматическими порфиробластами ортоклаз – пертита (от 40 до 60%), получен Rb-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Sr изохронный возраст 1870 ± 13 млн лет, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7060 \pm 6$, погрешность $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ не превышает 0,6%. Поскольку основными концентраторами Rb являются калиевые полевые шпаты, то приведенная цифра возраста свидетельствует о времени метасоматической фельдшпатизации архейских образований, связанной с раннепротерозойским субдукционным процессом. Высокое значение первичного изотопного отношения Sr, указывает на континентально-коровый источник этого элемента (архейские гнейсы надсубдукционного клина, океанические осадки и др.).

Со среднего рифея, в связи с распадом суперконтинента, начал формироваться Палеоазиатский океан, отделивший Сибирский кратон от Восточно-Европейского. Енисейский кряж в начале среднего рифея развивался как пассивная континентальная окраина этого океана, на которой накапливалась мощная толща турбидитов. Западнее кряжа от Палеоазиатского океана отчленилось окраинное море, ограниченное со стороны Западной Сибири Касским микроконтинентом.

Во второй половине среднего рифея в окраинном море заложилась энзиматическая островная дуга. На кряже это событие фиксируется образованием гранито-гнейсовых куполов, датированных в 1050 ± 20 млн лет.

В позднем рифее на турбидиты и другие породы автохтона Енисейского кряжа в результате столкновения его с островной дугой был обдурцирован крупный офиолитовый аллохтон. По особенностям химического состава и распределению REE установлено, что перидотиты и другие породы аллохтона были образованы в задуговом бассейне или на склонах островных дуг. Вслед за обдукцией аллохтона возникла новая зона субдукции, наклоненная под Восточно-Сибирский кратон. В результате этого, Енисейский кряж превратился в активную континентальную окраину андийского типа.

Вулканизм этого времени сопровождался высокой эксплозивностью и проявился в две фазы – позднешунтарскую (лейкобазальты, андезитобазальты) и в токминскую (субщелочные андезитобазальты и риолиты). Предполагается, что на рубеже тунгусикского и осянскового времени (около 850–820 млн лет), как бы предваряя будущую коллизию Сибирского кратона с Касским микроконтинентом, к активной окраине приблизилась спредингвая зона окраинного моря (возможно, она была даже задвинута под континент). Само приближение этой зоны создавало дополнительные латеральные силы, направленные к континентальной окраине, способствовало ее утолщению и разогреву. В итоге этот процесс реализовался генерацией крупных массивов Na–K гранитоидов – Чириббинского, Каламинского, Нижнеканского и др.

Завершающим этапом позднедокембрийской геодинамической истории Енисейского кряжа явилось столкновение Сибирского кратона с Касским микроконтинентом. На Енисейском кряже коллизионный процесс сопровождался горообразованием, складчато-надвиговыми деформациями, накоплением молассовых отложений в межгорных прогибах и

внедрением небольших тел лейкократовых гранитов (650–620 млн лет). Для более полной (и не «гранитной») аргументации времени проявления главной фазы коллизионного орогенеза, нами, с помощью высокоточного К–Аг метода, разработанного в геохронологической лаборатории геологического факультета МГУ Е.М.Колесниковым (зав. лабораторией проф. Ю.А.Шуколюков), был определен возраст серии монофракций амфиболов, выделенных из позднеархейских амфиболовых гнейсов и амфиболитов енисейской серии, вблизи предполагаемой зоны столкновения с микроконтинентом. Полученные цифры возраста варьируют от 632 до 690 млн лет. Максимум значений приходится на 650 млн лет. Эта датировка близка к пику коллизии и ее целесообразно рассматривать в качестве показателя времени завершения байкальского тектонического цикла.

В конце цикла значительная площадь Палеоазиатского океана была превращена в складчатую систему (байкалиды) и причленена к Сибирской платформе. Тенденция к отмиранию окраинных морей и других структур палеоокеана и возникновения на их месте сложно построенных складчато-надвиговых орогенов, продолжалась в течение всего палеозоя.

В пределах Приенисейского сегмента замыкание это произошло, в основном, уже в раннем палеозое – в салаирскую эпоху тектогенеза. Об этом можно судить по данным К–Аг измерений возраста амфиболов и слюд из пород Шутхулайской глыбы и нагорья Сангилен. Шутхулайская глыба представляет собой обломок докембрийского континента, включенного в вулканогенно-осадочные толщи складчатых салаирид Восточного Саяна. Находится она в верховье р.Енисей (Бий–Хем), между оз.Карабалык и р. Билин. Глыба сложена амфиболовыми, гранат-амфиболовыми, биотит-гранатовыми гнейсами и мраморами. По амфиболом и слюдам, выделенным из гнейсов, сделано 20 определений возраста К–Аг методом. Основной диапазон вариаций датировок – от 440 до 465 млн лет, половина из них ограничена рамками 462–465 млн лет. Два амфибола оказались более древними: 537 ± 7 и 541 ± 7 млн лет. Среднее значение возраста составляет 460 млн лет, что соответствует среднему ордовику.

Прежде, чем обсуждать геодинамический смысл этой даты, обратимся к материалу по Сангилену. В структурном отношении нагорье Сангилен является составной частью крупного Тувино-Монгольского срединного массива, включенного в складчатые толщи салаирид. Сангиленский массив сложен разновозрастными докембрийскими образованиями. Характерно, что ни одна из 17 К–Аг цифр возраста, полученных по слюдам, не выходит за рамки ордовика, практически полностью повторяя возрастные датировки, полученные по Шутхулайской глыбе. Максимальный диапазон разброса цифр возраста составляет 430–480 млн лет, 8 цифр ограничиваются интервалом 450–460 млн лет. Среднее значение (из 17) составляет 460 млн лет.

Такой же возраст имеют и граниты таннуольского комплекса, кото-

рые деформируют офиолитовые аллохтоны, обдущированные на Сангиленский массив. Судя по материалам Е.В.Хайна и его коллег, в тот же диапазон (450–480 млн лет) укладываются возрастные датировки, полученные ими по докембрийским комплексам Гарганской глыбы Восточного Саяна.

Такая нивелировка возрастных значений, полученных по разновозрастным докембрийским образованиям, находящимся в разных структурных условиях обширной территории Приенисейской Сибири, свидетельствует о скоординированном проявлении, глубинном характере и высоком термическом потенциале геодинамических процессов салаирской эпохи. Региональная однородность К–Аг датировок для рассмотренных докембрийских структур свидетельствует также о том, что все они подверглись интенсивным метаморфическим преобразованиям, приведшим к потере всего ранее накопленного радиогенного аргона. И только к середине ордовика (460 млн лет назад) они в достаточной мере остыли и вновь превратились в закрытые системы в отношении Аг и К, позволяющие датировать по ним время окончания салаирского субдукционно-коллизийного орогенеза в Приенисейской Сибири.

Р.М. Галимзянова¹

Роль тектонических деформаций в формировании комплекса основных пегматитов критического горизонта массива Нюд Мончегорского плутона

Раннепротерозойский Мончегорский плутон расположен в северо-восточной части Балтийского щита. Интрузив интересен наличием сульфидных медно-никелевых месторождений, одно из которых приурочено к так называемому критическому горизонту массива Нюд. Этот горизонт изменчивой от 40 до 120 м мощности залегает в средней части кумулюсного разреза между ультраосновными породами и перекрывающими их норитами. Характерной особенностью этого уровня является наличие ксенолитов высокоглиноземистых шпинель-кордиерит-пироксеновых роговиков и ультраосновных пород с вкрапленностью сульфидов, гнезд сульфидно-магнетитовых руд, а также тел пегматитов основного состава.

Этот комплекс пород ранее относили либо к продуктам неравновесной кристаллизации внутрикамерного слоя течения, либо к автономным интрузивным инъекциям, полагая при этом, что существенная роль при формировании рудных гнезд принадлежала тектоническому фактору. В

¹ Геологический институт Кольского НЦ (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

настоящее время остаются неясными характер и последовательность тектонических деформаций, ответственных за размещение пегматитовых и рудных тел.

По нашим данным, горизонт приурочен к интрузивному контакту ультраосновных пород и более молодых кварцевых норитов. В зоне своего эндоконтакта нориты, проникающие апофизами в ультрабазиты, характеризуются тонкозернистым сложением относительно аналогов вышележащих уровней толщи, что, видимо, послужило причиной выделения их в самостоятельный член критического горизонта. В региональном плане эта структура приурочена к тектонической депрессии шириной до 800 м и амплитудой свыше 250 м, ограниченной дискордантными простиралией плутона Лампрофировым и Меридиональным сбросами. Именно здесь широко развита густая сеть трещин, часть которых залечена дайками молодых лампрофиров. Дно интрузива в центре депрессии приподнято до 200 м относительно прилегающих блоков, а в южной ее части нарушено скрытой флексурой с амплитудой вертикального перемещения свыше 80 м. Месторождения сульфидно-магнетитовых руд Терраса и Нюд-II расположены на противоположных бортах этой флексуры.

Комплекс элементов трещинной тектоники в породах, прилегающих к скрытой флекуре, формирует три четкие возрастные группы.

Ранняя группа элементов обладает чертами вязкой деформации. Она выражена редкой сетью крутопадающих и пологих трещин разрыва, залеченных клинообразными телами основных пегматитов мощностью до 6 м. В зальбанде пегматитов параллельно контактам развиты грубошестоватые кристаллы энстатита размером до 20 см, проявляющие признаки направленного роста с севера на юг в условиях медленного движения магматической матрицы.

Более поздняя по отношению к периоду затвердевания кварцевых норитов штокверкоподобная сеть жестких трещин локализована преимущественно над областью развития гнездовых руд, а также в зонах, параллельных простиралией Меридионального сброса. Эта сеть залечена маломощными (до 25 см) жилами пегматоидного рудного лейконорита с вкраплениями магнетита и сульфидов, являющихся вещественными аналогами краевых частей рудных залежей. Последние, как правило, тяготеют к подошве пластиноподобных ксенолитов роговиков, по морфологии аналогичны пегматитовым телам и отличаются от них только наличием развитой сети апофиз и подводных канальцев. Иногда в пологих тела пегматитов и рудных залежей проявляются элементы эшелонирования по восстанию одной и той же тектонической структуры.

Более поздняя развитая сеть трещин меридионального (С – СВ: 20°) и диагонального (СЗ: 330°) направлений, являющаяся унаследованной по отношению к первым двум, залечена дайками лампрофиров. Все типы тектонических элементов подновлены молодыми подвижками сбросо-сдвигового характера незначительной амплитуды.

Таким образом, основные пегматиты дифференцированного состава

критического горизонта массива Нюд, являющиеся производными интеркумулусного расплава молодой норитовой интрузивной фазы, маркируют ранние предрудные этапы развития тектонической депрессии. Более молодые по отношению к ним рудные тела, сопровождающиеся собственным комплексом пегматоидов, являются производными автономной рудно-силикатной инъекции. Они локализируются в полостях унаследованных структур, выказывая явное предпочтение ослабленным зонам в подошве жестких плит ксенолитов роговиков.

В.Ганелин¹, В.Г.Батанова²

Геодинамическая обстановка формирования офиолитового комплекса Ганычаланского террейна (Пенжинский район Северо-Востока России)

Корякское нагорье является регионом широкого распространения офиолитов, среди которых только офиолиты Ганычаланского террейна имеют доказанный раннепалеозойский возраст. Ганычаланский террейн расположен в западной части Корякского нагорья. В его составе участвуют четыре пластины, которые сменяют друг друга с юго-востока на северо-запад (снизу вверх структурно): Ильпенейская, Мрачная, Хинантынупская, Эльгеминайская.

В современной структуре эти пластины образуют опрокинутую на юго-восток антиформную складку, юго-восточное крыло которой срезаю надвигом северо-западного простираия, а северо-западное крыло полого погружается на северо-запад. Ильпенейская пластина сложена метабаазальтами и туфами, превращенными в зеленые и голубые сланцы. Метабаазальты представлены двумя геохимическими типами: промежуточными между толеитами MORB и толеитами океанических островов и щелочными базальтами океанических островов [2]. Относительно возраста метаморфизма имеются различные мнения: 351–291 млн лет (K-Ar) [2], 530–520 млн лет (Ar-Ar) [4], 327 млн лет (Rb-Sr) [1]. В пластинах Мрачной, Хинантынупской и Эльгеминайской вскрываются породы офиолитового комплекса. Пластина Мрачная сложена серпентинитовым меланжем, в матрикс которого заключены блоки и глыбы плагиоклазовых ультрабазитов и габброидов. Хинантынупская пластина сложена полосчатыми, реже изотропными габбро. Породы разбиты на блоки, разделенные брекчированным материалом того же состава. Наибольшим распространением пользуются среднезернистые лейкократовые разно-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

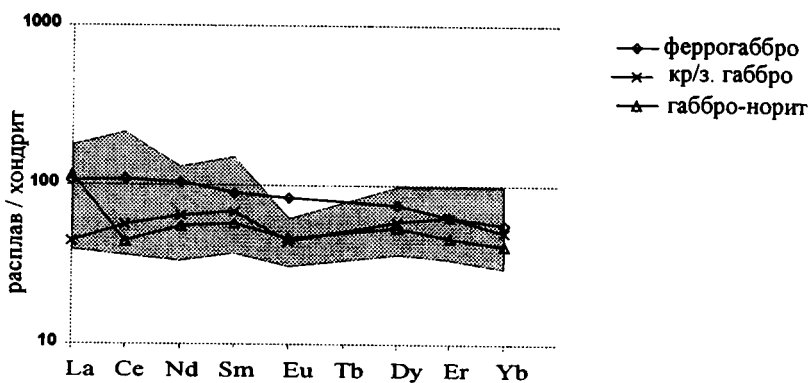
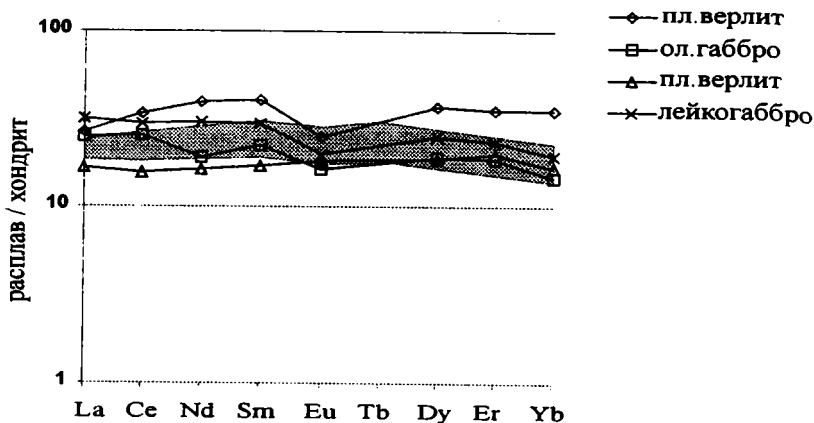
видности (фоновые). В верхней части пластины присутствуют крупнозернистые габбро, габбро-нориты и ферро-габбро с директивными текстурами. Ближе к границе с Эльгеминайской пластиной габбро сменяется зоной диабазов, маркирующей собой круто падающий разлом, по которому Хинантынупская пластина граничит с Эльгеминайской. Породы Эльгеминайской пластины представлены альбитизированными базальтами, спилитами, миндалекаменными базальтами с подушечной отдельностью, с прослоями туфокремнистых и карбонатно-терригенных пород. Эти породы выделены в хинантыкульскую свиту и охарактеризованы как фаунистически, так и изотопными датировками 490–480 млн лет (K-Ar) арениг-лланвирн [3].

В клинопироксенах из всех описанных групп плутонических пород методом вторичной масс-спектрометрии были определены содержания элементов примесей (таблица). Клинопироксены из оливин-содержащих пород пластины Мрачной ($Mg\# - 87,3-88,7$; $TiO_2 - 0,27-0,56$ вес.%) и фоновых лейкократовых габбро Хинантынупской пластины ($Mg\# - 83,8-87,7$; $TiO_2 - 0,04-0,41$ вес.%) имеют перекрывающиеся содержания РЗЭ: $La+Sm+Yb - 28,55-55,66$ и $40,50-80,41$, соответственно. Клинопироксены из крупнозернистых габбро, габбро-норитов и ферро-габбро верхней части Хинантынупской пластины ($Mg\# - 72,4-77,7$; $TiO_2 - 0,42-1,5$ вес.%) характеризуются наибольшими концентрациями элементов-примесей: $La+Sm+Yb - 176,78$.

Спектры распределений РЗЭ характеризуются параллельностью, с обеднением в легкой части спектра и отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией, и попадают в поля плутонических пород из офиолитов, сформировавшихся в обстановке COX [5] и современной океанической коры [6]. Составы гипотетических расплавов, равновесных с клинопироксенами, были рассчитаны с использованием коэффициентов распределения между расплавом и клинопироксеном (рисунок) [7].

Полученные результаты показывают, что родительские расплавы для пород пластины Мрачная и фоновых лейкогаббро Хинантынупской пластины соответствуют по составу базальтам типа N-MORB или переходному типу T-MORB. Именно к этому типу относятся диабазы и подушечные базальты Эльгеминайской пластины, что позволяет сделать вывод об их генетическом единстве с рассматриваемыми интрузивными породами. Гипотетические родительские расплавы для габбро-норитов и ферро-габбро характеризуются значительным обогащением элементов-примесей, что объясняется сильным фракционированием (40–50%) первичных расплавов типа N-MORB [6].

Исследования выполнены при финансовой поддержке ИНТАС (96-1880) и РФФИ (проект № 99-05-65649).



Содержания РЗЭ в гипотетических расплавах, равновесных с клинопироксенами

Состав расплавов рассчитан с использованием коэффициентов распределения клинопироксен/расплав [7]. Вверху – оливинсодержащие породы пластины Мрачной и лейкократовые габбро Хинантынупской пластины. Показано поле составов диабазов и базальтов Эльгеминайской пластины. Внизу – крупнозернистое габбро, габбро-нориты и феррогаббро Хинантынупской пластины. Показано поле составов расплавов, равновесных с клинопироксенами из верхних габбро вскрытых, скв. 894 [6]

Табл. Содержание элементов-примесей (г/т) в клинопироксенах из интрузивных пород офиолитового комплекса Ганычаланского террейна.

Образец	бм 19-8	бм 23-2	бм 19-11	бх 3-3	бх 6-9	бх 15-1	бх 6-2
компонент	пл. верлит	ол. габбро	пл. верлит	лейко-габбро	ферро-габбро	кр/з габбро	габбро-норит
Ti	3699	2505	2015	2911	4332	5054	6420
Sr	1,73	1,06	0,92	1,06	2,11	1,22	1,39
Zr	21,12	6,88	4,82	11,42	48,6	24,196	21,35
La	0,33	0,31	0,21	0,40	1,34	0,56	1,46
Ce	1,74	1,30	0,81	1,55	5,60	2,93	2,28
Nd	3,31	1,60	1,38	2,58	8,79	5,41	4,73
Sm	1,74	0,95	0,73	1,26	3,84	2,96	2,48
Eu	0,48	0,32	0,35	0,39	1,65	0,87	0,90
Dy	3,99	2,04	1,98	2,63	8,05	6,30	5,79
Er	2,65	1,38	1,38	1,73	4,68	4,38	3,41
Y	14,81	7,16	6,98	9,06	24,14	23,08	19,23
Yb	2,49	1,02	1,15	1,36	3,91	3,56	2,94

Литература

1. Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов С.Д., Воронин Б.И. Rb-Sr изотопный возраст динамометаморфических пород бассейна р. Таловка (Пенжинский район, Северо-Восток России) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 63–69.
2. Силантьев В.А., Соколов С.Д., Полунин Г.В. Новые данные о составе метаморфических образований бассейна р. Таловки (Пенжинский район, Северо-Восток России) // Геотектоника. 1994. № 2. С. 82–90.
3. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Аристов В.А., Евлевский Н.Л., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е. Ордовикские отложения Ганычаланского террейна (Пенжинский край, Корякское нагорье) // Стратиграфия и геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 6. С. 593–603.
4. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В. и др. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С. 82–93.
5. Pallister J.S., Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman // J. Geoph. Res. 1981. V. 86. P. 2673–2697.
6. Gillis K.M. Rare earth element constrains on the origin of amphibole in gabbroic rocks from site 894, Hess Deep // Proc. ODP, Sci. Results. 1996. V. 147. P. 59–75.
7. Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P. 1–8.

Механизм формирования осадочных бассейнов в условиях растяжения

Осадочные бассейны занимают значительную часть площади континентов. В большинстве из них земная кора нарушена сбросами. Это означает, что процесс погружения был связан с действием растягивающих усилий. Более того, поскольку консолидированная земная кора под осадками часто заметно утонена, предполагается, что осадочный бассейн представляет собой «шейку» в литосфере, сформировавшуюся в результате больших пластических деформаций. Причина таких деформаций связана с подходом аномальной мантии к подошве литосферы и ее растеканием. В результате увлажнения и нагрева гранитной верхней коры и нижней коры, сложенной габбро, происходит уменьшение их прочности, а также упругих и вязких свойств [1].

Растекание астеносферного плюма по подошве литосферы увлекает ее за собой за счет действия вязких сил. Оценки показывают [2], что касательные напряжения в основании литосферы могут достигать 16 МПа.

Уменьшение прочности коры и действие касательных напряжений приводят к ее растяжению и пластическому деформированию. В результате формируется деформационная структура типа «шейки» и на поверхности Земли образуется впадина, заполняемая в дальнейшем осадками. Простейший одномерный анализ этого процесса в случае несжимаемой литосферы (рис. 1,а) получил название модели чистого сдвига. Он позволяет связать утонение коры с раскрытием бассейна с помощью одного параметра $\beta = \beta_1 = \beta_3$ [3]. Однако при таком подходе многие вопросы формирования осадочных бассейнов остаются без ответа. На самом деле, бассейн имеет конечную протяженность и распределение деформаций в его пределах является неоднородным. Это приводит прежде всего к тому, что реальная связь раскрытия бассейна с утонением литосферы является более сложной. Как будет показано ниже, в рамках двумерного анализа раскрытие бассейна действительно практически линейно зависит от утонения литосферы, однако $\rho_1 = 1 + \chi(\rho_3 - 1)$, где коэффициент пропорциональности $\chi < 1$, в отличие от упомянутой одномерной модели (рис. 1,а), для которой коэффициент пропорциональности равен $\chi = 1$.

Будем исходить из того, что литосферная плита находится в условиях пластического течения и осадочный бассейн в плане представляет собой эллипс с полуосями a и b (рис. 1,б). Поместим координатные оси x_1 и x_2 в срединной плоскости литосферной плиты, а ось x_3 направим вниз. Будем исходить из того, что литосферная плита находится в усло-

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

виях обобщенного плоского напряженного состояния и в ее сечениях действуют растягивающие усилия P_1 и P_2 .

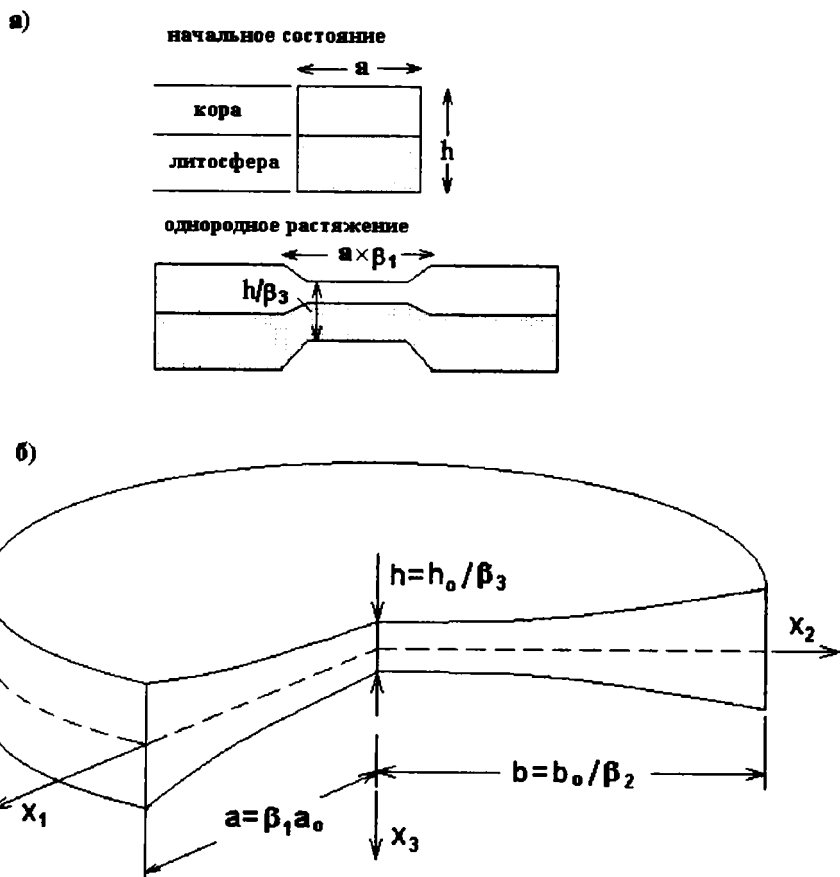


Рис. 1. Модель утонения литосферы: а) одномерная, б) двумерная

Воспользуемся определяющими уравнениями теории пластичности Сен-Венана–Мизеса, связывающими между собой скорости деформаций с компонентами напряжений

Будем исходить из того, что распределение усилий в плоскости плиты не зависит от координат. В этом случае уравнения равновесия удовлетворяются тождественно. Удовлетворяя условию совместности дефор-

маций и условию несжимаемости, получим выражения для скоростей перемещений в виде

$$\begin{aligned} v_1 &= \frac{1}{1-m^2} \xi_3^{\max} x_1 \left(1 - \frac{x_1^2}{3a^2} - \frac{x_2^2}{b^2}\right), \\ v_2 &= -\frac{m^2}{1-m^2} \xi_3^{\max} x_2 \left(1 - \frac{x_1^2}{a^2} - \frac{x_2^2}{3b^2}\right), \end{aligned} \quad (1)$$

где $\xi_3^{\max} = const$ – максимальная скорость деформации утонения литосферы; $m = a/b$.

При этом деформация утонения литосферы $\xi_3^{\max} = const$ подчиняется соотношению

$$\xi_3 = -\xi_3^{\max} \left(1 - \frac{x_1^2}{a^2} - \frac{x_2^2}{b^2}\right) \quad (2)$$

Здесь a , b и h – текущие размеры бассейна и толщина плиты, соответственно, связанные с начальными значениями a_0 , b_0 и h_0 , соотношениями

$$a = \beta_1 a_0, \quad b = \frac{b_0}{\beta_2}, \quad h = \frac{h_0}{\beta_3}. \quad (3)$$

Заметим, что согласно (1) в пределах осадочного бассейна литосферная плита находится в условиях сдвига. При этом отношение усилий в плоскости плиты удовлетворяет условию

$$\frac{p_{11}}{p_{22}} = \frac{2-m^2}{1-2m^2} \quad (4)$$

Соотношение (4) позволяет по характерным размерам бассейна оценить напряженное состояние.

Изучим связь максимального утонения литосферной плиты в центре бассейна с изменением его характерных размеров.

Поскольку

$$\frac{dh}{h} = -\xi_3^{\max} dt, \quad (5)$$

то после интегрирования в случае постоянной скорости деформации $\xi_3^{\max} = const$ получим соотношение

$$\beta_3 = \exp(\xi_3^{\max} T), \quad (6)$$

где T – время формирования бассейна.

Выполняя численное интегрирование выражений (1) для случая $2a_0 = 100\text{km}$, $b_0 = 250\text{km}$ и $h_0 = 40\text{km}$, найдем зависимость параметров β_1 и β_2 от β_3 (рис. 2). Видно, что раскрытие бассейна β_1 практически линейно зависит от утонения литосферы β_3 и аппроксимируется соотношением

$$\beta_1 = 1 + \chi(\beta_3 - 1) . \quad (7)$$

Здесь $\chi = 0.744$ в отличие от одномерной модели растяжения (рис. 1,а), для которой $\chi = 1$.

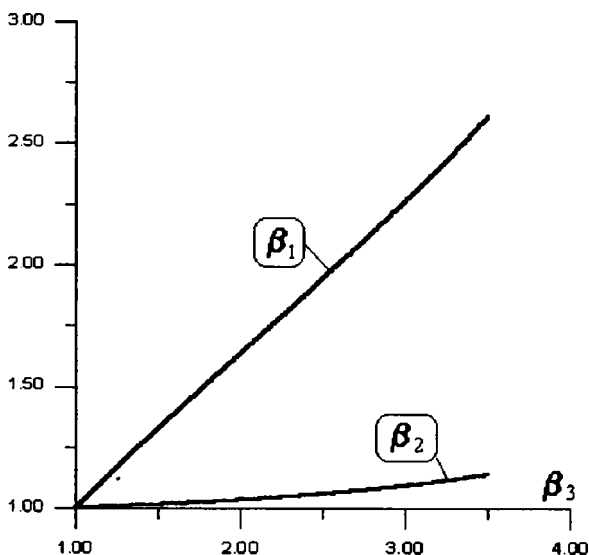


Рис. 2. Зависимость удлинения β_1 и укорочения β_2 характерных размеров бассейна от утонения литосферы β_3 .

Литература

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.
3. McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Let. 1978. V. 40. P. 25–31.

Структуры типа антеклиз, синеклиз и областей глубокого прогибания на платформах.

Физический механизм образования

Структурный план платформенных территорий определяется распространением глубоких прогибов и впадин, синеклиз, антеклиз, щитов, подвижных поясов и других, не рассматриваемых нами тектонических элементов. Их заложение связано с неравномерным остыванием литосферы, разогрев которой произошел во время предшествующей орогенной предыстории.

Осадочные бассейны платформ создаются первичными вертикальными нисходящими конседиментационными дифференцированными тектоническими движениями и компенсируются мелководными морскими и континентальными осадками. Первичные депоцентры осадочного чехла приурочены к участкам наиболее древнего становления консолидированной коры, не затронутым орогенной активизацией и магматизмом. Отсюда происходило постепенное расширение ареала прогибания, и в погружение втягивались смежные блоки консолидированной коры. Образовывались доплитные платформенные чехлы, слагающие изолированные осадочные бассейны среди поля распространения пород складчатого и кристаллического фундамента.

Дальнейшее постепенное охлаждение недр платформ приводило к региональному конседиментационному дифференцированному погружению, формирующему плитный чехол. Однако это остывание охватывает не все площади платформ. И именно поэтому древние платформы начинают разделяться на щиты и плиты, а молодые платформы – на подвижные пояса и плиты. Щиты и подвижные пояса вплоть до настоящего времени не испытывали погружения, в их пределах не накапливались чехлы, и они находились в состоянии относительного покоя и умеренного воздымания, приводящего к эрозионному срезу (до многих километров) пород фундамента. Территории щитов и подвижные пояса являлись областями активной орогенной активизации и магматизма.

Участки платформ, недра которых испытали охлаждение после геосинклинального и орогенного разогрева только к началу плитного этапа развития, как правило, характеризовались незначительным погружением (до 1–2 км), превращаясь в неглубокие плоские бассейны типа синеклиз. При длительном и сильном орогенном разогреве участков платформы их втягивание в погружение задерживалось и становилось более вялым по

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

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

отношению к смежным площадям с более охлажденными недрами. Образовывались структуры типа антеклиз.

Дифференцированное прогибание является главным фактором в формировании структурного плана плит платформ. Именно оно создает основные отрицательные и пассивные остаточные положительные структуры. Периодически возникающие кратковременные импульсы восходящих вертикальных тектонических движений осложняют конседиментационный структурный план линейными дислокациями, приводят к эрозионным срезам и создают поверхности угловых несогласий.

Неравномерное охлаждение литосферы от первичного геосинклинального и орогенного разогрева приводило к ее утяжелению вследствие упругого сжатия [1]. Другой причиной могло явиться обезвоживание и дефлюидизация нижней части консолидированной коры, которое может привести к дополнительной вертикальной деформации уплотнения до 25% на протяжении 10^{8-9} лет [4].

За счет этих процессов поверхность Земли втягивалась в погружение. Возникали первичные конседиментационные нисходящие вертикальные тектонические движения, образующие неглубокие осадочные бассейны типа синеклиз (пострифтовые? в понимании зарубежных исследователей). Процесс утяжеления литосферы за счет ее охлаждения, по геологическим данным, был длительным и измерялся сотнями миллионов лет, а местами превышал миллиард лет, что близко к приведенным выше цифрам.

Высокое стояние фундамента и практическое отсутствие осадочного чехла в пределах щитов и подвижных поясов связано с длительным разогревом недр, обусловленным геосинклинальным и орогенным процессами. Оно задерживает остывание литосферы, что препятствует возникновению нисходящих вертикальных движений. Возникновение глубоких (многие километры) эпиконтинентальных осадочных бассейнов не может быть обеспечено погружением литосферы только вследствие ее остывания после разогрева, связанного с геосинклинальным и орогенным процессами. Главным фактором в их развитии, по-видимому, является подход аномальной мантии к холодной литосфере, с ее последующим растеканием и разогревом недр.

Свидетельством подобного механизма может служить существенно различное строение консолидированной коры под неглубокими синеклизами и осадочными бассейнами с мощными чехлами. В первом случае остывающая литосфера испытывает погружение, практически не изменяя свою толщину. Во втором случае изменяется ее структура за счет изменений мощности консолидированной части коры и увеличения расслоенности последней. В результате флюидизации и нагрева консолидированной коры происходит уменьшение ее прочности, упругости и вязкости. Растекание аномальной мантии по подошве литосферы приводит к горизонтальному растяжению консолидированной коры. В результате формируется деформационная структура типа «шейки», а поверхность

Земли испытывает прогибание, компенсируемое осадками. При этом консолидированная кора существенно не утончается, что связано с ее изгибом вследствие изменения механических свойств.

В формировании эпиконтинентальных бассейнов существенная роль (до 50%) принадлежит изостатическому весу пород. Возможным источником кратковременных восходящих вертикальных движений может рассматриваться фазовый переход на границе вязкой астеносферы и жесткой литосферы [2]. Механизм его действия можно понять на примере жесткого блока, плавающего на вязкой жидкости, при условии, что подошва нижнего из них является линией солидуса. В результате скорости погружения основания жесткого блока не совпадает со скоростью движения его поверхности и вязкая реакция астеносферы становится функцией кинетики процесса плавления. Он приводит к новому положению изостатического равновесия и сопровождается его затухающими колебаниями.

Оценки, выполненные для характерных значений энергии активизации, теплоты превращения, плотностей и толщины астеносферы и литосферы, показывают, что временные отрезки вертикальных восходящих тектонических движений составляют от тысяч до первых миллионов лет. Важным фактором возникновения относительно кратковременных вертикальных воздыманий являются процессы метаморфогенной дегидратации в нижней и средней частях консолидированной коры [4]. В большинстве случаев суммарный объем образовавшегося вещества превышает объем исходных минералов, прежде всего за счет выделения флюидов. Последние в условиях ограниченной проницаемости пород могут привести к появлению значительных деформаций и напряжений как в самом очаге дегидратации, так и в окружающих породах. Проведенный численный эксперимент в системе очаг дегидратации – окружающие породы приводит к выводу о постепенном увеличении нагрузки в течение сотен тысяч лет [3].

Таким образом, реакция дегидратации может создавать условия для геодинамических процессов, ответственных за возникновение восходящих тектонических вертикальных движений в относительно кратковременных отрезках геологического времени, примером чему могут служить восходящие вертикальные тектонические движения на рубеже раннего и среднего плейстоцена.

Исследования выполнены при содействии фонда РФФИ (проект № 99-08-64785).

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
2. *Гарагаиш И.А.* Фазовые переходы как возможный источник колебательных движений литосферы. ДАН СССР. 1984. Т. 279, №5. С. 1069–1073.
3. *Гарагаиш И.А.* Моделирование эволюции напряженного состояния земной

- коры в окрестности очага дегидратации: Тез. докл. Науч. конф. «Современная сейсмология: достижения и проблемы». М., 1998. С. 12.
4. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

Р.Г.Гарецкий, Р.Е.Айзберг, А.К.Карабанов¹

Картографический синтез неотектоники Центральной Европы

Цель доклада – ознакомить геологическую общественность с серией карт территории Центральной Европы, изданных Геологической службой Земли Бранденбург Германии (г.Клейнмахнов) и составленных в результате исследований по проекту МПГК № 346 «Неогеодинамика депрессии Балтийского моря и прилегающих областей». Эта серия состоит из восьми карт, которые охватывают запад Русской равнины, частично Карпаты, Среднеевропейские глыбовые горы и впадины, Германско-Польскую низменность, юг Скандинавии, акватории Балтийского и восточной части Северного морей.

Карты вертикальных неотектонических (олигоцен-четвертичных) движений, подошвы четвертичных отложений, поверхности морских отложений гольштейнского межледникового составлены в масштабе 1:1 500 000. Остальные пять карт (современных вертикальных движений, направления современных максимальных горизонтальных напряжений земной коры, эпицентров землетрясений, поверхности Мохо и неотектонического районирования) имеют масштаб 1:5 000 000.

В создании карт принимали участие специалисты Беларуси (Р.Е.Айзберг, Р.Г.Гарецкий, А.К.Карабанов, Г.И.Каратаев, Э.А.Левков), Германии (Г.Грюнталь, Ф.Коккель, А.О.Людвиг, А.Фришбуттер, Г.Шваб, В.Штакебрандт, Д.Штромайер), Дании (Х.Лукке-Андерсен), Латвии (Ю.Страуме), Литвы (М.Репечка, А.Шляупа, С.Шляупа), Польши (С.Остафичук, Ю.Соколовский), России (Д.И.Гарбар, Л.С.Сим), Украины (А.Матошко, В.Палиенко).

За опорный горизонт для изображения новейших движений приняты морские нижнеолигоценовые отложения (рюпельские, харьковские и др.), контуры распространения которых показаны на карте суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений. В областях их отсутствия амплитуды неотектонических деформаций оценены по косвенным данным с учетом положения и распространения миоценовых отложений, карты подошвы четвертичных отложений, процессов эрозии, экзарации и др. Амплитуды вертикальных неотектонических движений

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

показаны стратоизогипсами и цветом с сечением 50 м, а, начиная с +300 м для поднятий и -500 м для опусканий – через 100 м. На карту нанесены неотектонически активные разломы различных типов, а также площади развития вулканогенных комплексов.

Подошва четвертичных отложений изображена стратоизогипсами и цветовой гаммой через 100 м и здесь же показаны границы максимального развития четвертичных оледенений различного возраста.

На карте структуры поверхности отложений гольштейнского межледнико́вья дано не только ее современное залегание в стратоизогипсах с шагом через 10 и 20 м, но и показано цветом распространение разных их типов: морских, озерных и речных.

Широкая цветовая гамма и изогипсы, проведенные через 1 мм/год, дают хорошее представление о скорости современных вертикальных движений. На карте направления современных максимальных горизонтальных напряжений специальными значками показаны методы их определения, режим и количественные показатели. Эпицентры землетрясений обозначены кружками разных размеров в зависимости от значений магнитуды. Изогипсы глубины залегания Мохо проведены через 2 км, а поля между ними окрашены в различные цвета.

На основе карты новейших движений составлена карта основных неотектонических элементов, среди которых в пределах Восточно-Европейского кратона выделены крупнейшие Фенноскандинавский щит, Воронежско-Тверская и Украинская антеклизы, Днепровская и Балтийско-Белорусская синеклизы. Наиболее погруженные участки последней приурочены к котловинам восточной Балтики, Ботнического и Финского заливов. Они образуют Восточно-Балтийскую систему грабенов. На территории молодой платформы Западной Европы параллельно фронту Альпийско-Карпатского орогена обособляется Центрально-Европейская зона поднятий. Наиболее значительное погружение на неотектоническом этапе произошло в Североморской депрессии и Северо-Германско-Польской зоне опусканий.

Наибольший размах неотектонических движений (2–3,5 км) связан с развитием Альпийско-Карпатского коллизионного и Скандинавского эпиплатформенного орогенов. Он значителен (до 1–1,5 км) в пределах молодой платформы Западной Европы. Наименьшие амплитуды (до 0,5 км) приурочены к Восточно-Европейскому кратону.

Наибольшие погружения (до 150–200 м) гольштейнских отложений произошли в Восточно-Балтийской системе грабенов.

Неотектонически активные разломы в основном имеют ортогональную и диагональную ориентировки и контролируют распределение эпицентров землетрясений. Диагональная направленность разломов преобладает и особенно ярко выступает в пределах кратона. Они в значительной степени обусловлены сдвиговыми напряжениями, причем разрывы северо-западного простирания являются правыми сдвигами, а северо-восточного – левыми.

Для Восточно-Европейского кратона преобладает наложенный характер соотношения неотектонических структур с более древними платформенными тектоническими элементами, для Западно-Европейской молодой платформы – унаследованный. Для первой характерна относительно толстая земная кора (до 40–60 км), для второй – более тонкая (25–35 км). Для обеих платформ отмечается закономерное увеличение мощности земной коры и литосферы на положительных тектонических элементах и уменьшение – на отрицательных. В пределах Восточно-Балтийской системы грабенов намечается уменьшение мощности земной коры до 10–15 км.

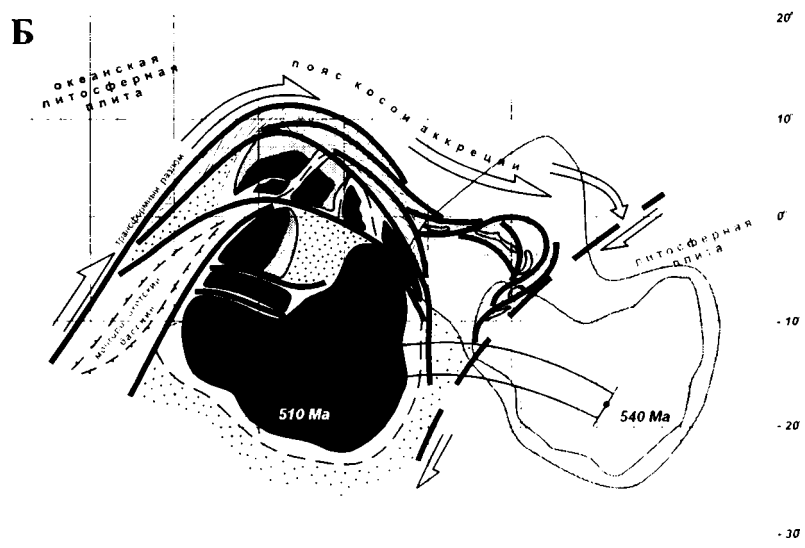
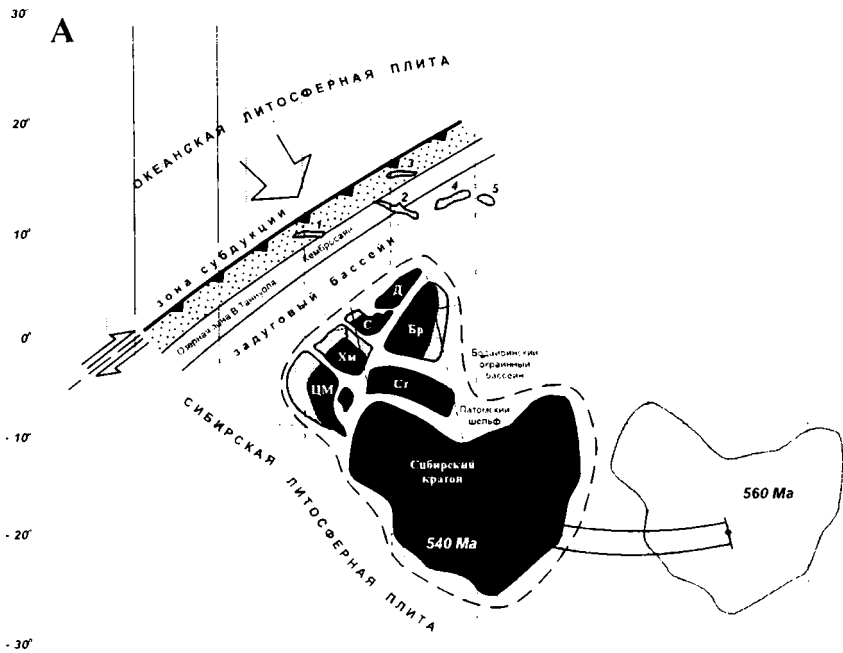
Главными факторами неотектоники Центральной Европы являются воздымания Альпийско-Карпатского и Скандинавского орогенов, унаследованное прогибание депрессии Северного моря и отходящей от нее Североморско-Польской зоны опусканий, а также формирование новообразованной Восточно-Балтийской рифтовой системы, которая геометрически имеет рисунок типа «тройного сочленения». Котловины Восточной Балтики в основном образованы в течение последних 0,4 млн лет. Об их рифтовом генезисе свидетельствуют максимальные амплитуды неотектонических прогибаний, приуроченных к узким вытянутым структурам грабенового типа; новейшая разломная сеть, ограничивающая как эти структуры, так и образующиеся внутри них поднятия и опускания в виде горстов, грабенов и ступеней; повышенная сейсмичность, приуроченная к ограничениям грабенов; положительные аномалии теплового потока, зафиксированные во внутренних частях морей Восточной Балтики; сокращения здесь мощности земной коры.

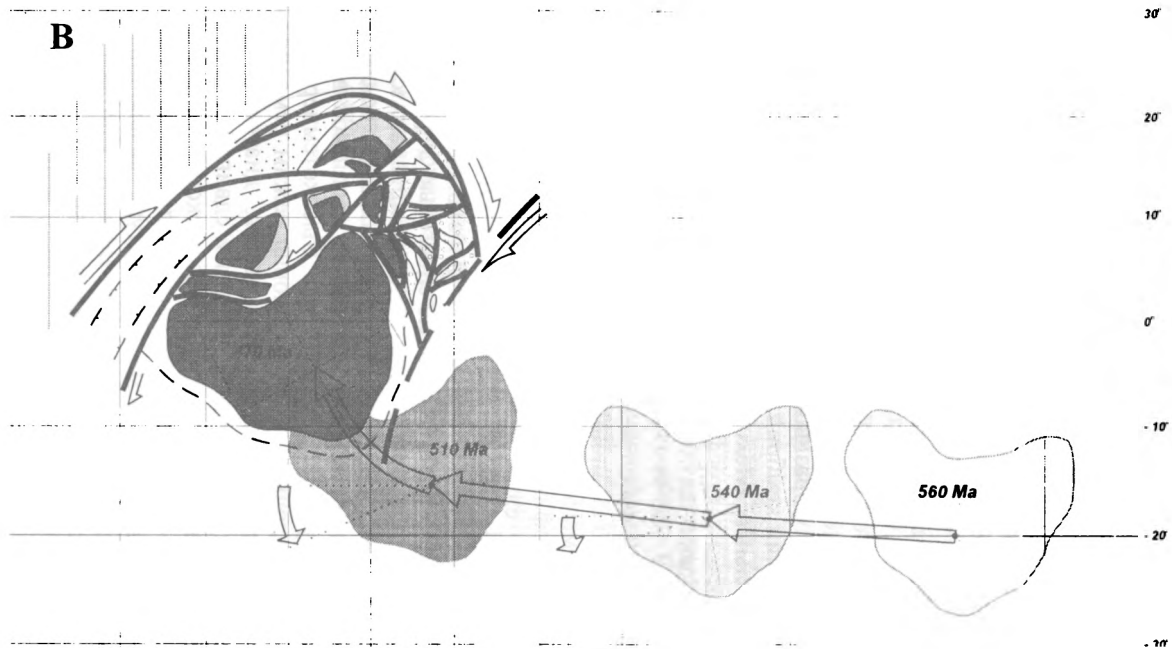
**Гибшер А.С., Казанский А.Ю., Изох А.Э.,
Метелкин Д.В., Каргополов С.А.¹**

Роль трансформных сдвигов в тектонике Центральной Азии

В последние годы получены палеомагнитные данные, которые позволяют восстановить пространственное положение Сибирского кратона, фрагментов микроконтинентов, вулканических дуг, окраинных, задуговых и преддуговых бассейнов островодужных систем Палеоазиатского океана в конце венда, кембрии и ордовике (Рис. А, Б, В). Они свидетельствуют о крупномасштабных сдвиговых движениях при формировании континентальной коры окраин Сибирского кратона в салаирскую эпоху

¹ Новосибирск, Институт геологии СО РАН





⇐

Палинспастические реконструкции Сибирской литосферной плиты: А – в конце венда – раннем кембрии (560–540 млн лет); Б – в среднем кембрии (510 млн лет); В – в раннем ордовике (470 млн лет).

Цифры на рисунке 1–5 – фрагменты островодужной системы: 1 – Куртушибинский, 2 – Северо-Саянский, 3 – Золотокитатский, 4 – Горноалтайский, 5 – Батеневский, для которых установлены палеокоординаты на 540 млн лет и 510 – млн лет, 6 – Тувинский террейн, для которого установлены палеокоординаты на 470 млн лет. Фрагменты микроконтинентов: ЦМ – Центрально-Монгольский, Хм – Хамардабанский, С – Сангиленский, Д – Дербинский, Бр – Баргузинский, Ст – Становика.

байкальской эры тектогенеза. При этом уже на стадии раннекембрийской субдукции океанской литосферы под Сибирскую литосферную плиту намечалось наличие сдвиговой компоненты в результате вращения (против часовой стрелки) последней (см. Рис. А). Постепенно такая кинематика взаимодействия литосферных плит привела к формированию системы дугообразных правосторонних сдвигов – трансформных разломов (средний кембрий, см. Рис. Б), по которым происходило перемещение отдельных блоков (террейнов) активной континентальной окраины Сибирской литосферной плиты и превращение ее в аккреционный мегакомплекс. На стадии салаирской орогении (поздний кембрий – ранний ордовик, см. Рис. В) произошло столкновение аккрецирующих террейнов между собой и с Сибирским кратоном, в результате чего сформировался коллизионный ороген. Коллизия сопровождалась мантийно-коровым магматизмом и ареальным высокотемпературным зональным метаморфизмом гетерогенного корового субстрата на фоне продолжающихся сдвиговых деформаций. Об этом свидетельствуют следующие данные.

Западно-Сангиленский фрагмент коллизионного орогена (Юго-Восточная Тува) претерпел масштабные сдвиговые деформации, сопровождавшиеся заложением серии зон вязко- и хрупкопластичного течения горных пород. Их проникающий коровый характер создал условия, благоприятные для поступления мантийных расплавов в нижние и, возможно, средние уровни земной коры. Высокотемпературный прогрев вулканогенно-осадочных толщ обусловил режим ремобилизации коры, формирование малоглубинных гранулитов, диатексис и масштабное гранитообразование. Аналогичный режим сдвиговых деформаций установлен для Хамардабанского, Приольхонского, Центрально-Монгольского и Восточно-Саянского фрагментов коллизионного орогена.

На раннеордовикское время в структуре каледонид Центральной Азии фиксируется проявление интрузивного ультрабазит-базитового магматизма, имеющего различные мантийные источники. Высокоглиноземистые перидотит-габбровые интрузивы, возникающие в результате дифференциации базальтов, генерируются над зонами субдукции в условиях отрыва субдуцирующей океанской плиты и приурочены к подошвам надвиговых структур. Дифференцированные габброиды габбро-

монцодиоритового состава, возникающие в результате плавления аномальной мантии, внедряются несколько позже и приурочены к зонам растяжения, связанным с крупными сдвиговыми структурами.

В южной части Салаира впервые описан Ангурепский комплекс глубоко метаморфизованных пород, обнажающийся в виде нескольких крупных тектонических пластин с субвертикальными границами среди вулканогенно-осадочных пород нижнего кембрия. В составе комплекса выделяются три метаморфических толщи (с тектоническими контактами), различающихся по условиям метаморфизма и составу субстрата. Первая отвечает гранулитам либо высокотемпературным эклогитам, вторая – эпидотовым амфиболитам повышенных давлений, третья – эпидотовым амфиболитам умеренных давлений. Структурную позицию этих тектонических пластин можно объяснить только наличием сдвигового режима тектонических движений, приведших в соприкосновение фрагменты структур совершенно различных геодинамических обстановок от глубинных частей субдукционной зоны до верхнекоровых образований островодужной природы.

На основе всего комплекса данных можно предполагать, что прирост континентальной коры Сибирского континента в конце докембрия – раннем палеозое происходил в режиме косой субдукции, трансформировавшейся в дальнейшем в косую аккрецию террейнов при доминировании сдвиговых движений и вращении взаимодействующих литосферных плит, что обусловило формирование коллизионного орогена. Протяженные крупноамплитудные разломы сдвиговой природы нарушали сплошность формирующейся коры, проникали в литосферную мантию до астеносферы. Поэтому их следует относить к категории глубинных разломов. В современной структуре северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса они представлены протяженными линейными зонами офиолитов и крупных сбросо- или взбросо-сдвигов, ряд из которых продолжает существовать и настоящее время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 97-05-65223, 99-05-64727).

Коллизионные складчатые структуры Большого Кавказа

Позднекайнозойский этап развития Большого Кавказа (БК), охватывающий интервал времени с позднего миоцена по антропоген, существенно отличается от предыдущих стадий. В начале этого этапа в результате движения Аравийской плиты на север, в сторону Восточно-Европейского континента, рассматриваемый регион, претерпевший до этого северо-восточное сжатие, оказался в зоне коллизии, испытывающей интенсивную деформацию в условиях субмеридионального сжатия. В результате сильного сжатия произошла сегментация БК и прилегающего Черноморско-Закавказского микроконтинента (микроплиты). БК расчленился на четыре поперечных сегмента, а микроплита – на четыре мелкие плиты второго порядка. Движение микроплит в северном направлении вызывало деформации отдельных регионов. Кинематика плит была различной, и поэтому отдельные сегменты БК испытывали локальные сжатия разных направлений. Повторные деформации в ином направлении, а также дожимание ранней складчатости северо-западного простирания, обусловили формирование в их пределах разнообразных по морфологии коллизионных структур.

В пределах БК новейшая складчатость была выделена ранее, но только в краевых зонах мегантиклинория. К структурам этого возраста были отнесены: складчатая зона Известнякового Дагестана и складчатость, развитая в Ковдаг-Сумгаитской зоне южного склона Юго-Восточного Кавказа (ЮВК), а также образования складчатой структуры Рачинско-Лечхумского синклинального прогиба, расположенного в пределах Центрального Кавказа (ЦК) [1]. К этому времени относили также формирование покровной структуры краевой части флишевой зоны Южного склона БК [2]. В других тектонических зонах мегантиклинория коллизионные структуры вообще не выделялись и до сих пор оставались неопознанными. Поэтому складчатости, развитой в пределах БК, приписывали возраст дислоцированных отложений. Все складки, развитые в нижне-среднеюрских толщах, рассматривались как возникшие только в предкелловейскую фазу складчатости, а структуры в верхнеюрско-эоценовых отложениях – как образованные только в пиренейскую фазу. В связи с этим факт существования и характер распространения коллизионных структур в различных тектонических зонах БК до последнего времени оставались неустановленными.

В результате проведенных нами детальными геолого-структурных исследований региона был получен качественно новый материал, резко изменивший существующие представления о морфологии складчатости

¹ Геологический институт АН Грузии, Тбилиси, Грузия

БК. Установлено, что наряду с ранней, доколлизией складчатостью в пределах мегантиклинория распространены также более молодые складчатые структуры, образованные в результате проявления процессов новейшего складкообразования. Они были выявлены в разных тектонических зонах как в ниже-среднеюрских, так и в верхнеюрско-эоценовых складчатых толщах.

Среди коллизионных структур выделяются несколько различающихся по морфологии типов складчатости.

Первый тип – это горизонтальные флексуры, развитые по южному краю мегантиклинория и представляющие собой поперечные коленообразные изгибы ранней складчатой структуры северо-западного направления. На Северо-Западном Кавказе (СЗК) такие складчатые структуры распространены в мел-палеогеновых флишевых отложениях в пределах Новороссийского синклинория в районах городов Геленджик и Туапсе. В Абхазии поперечные горизонтальные флексуры наблюдаются в мел-палеогеновых толщах Гагрско-Джавской зоны вблизи городов Гудаута и Сухуми. На ЦК они развиты севернее г. Цхинвали в среднем течении р. Мал. Лиахви в мел-палеогеновых отложениях, а также в ущельях по рекам. Ксани и Арагви в палеогеновых породах Гагрско-Джавской зоны. На Восточном Кавказе (ВК) аналогичные структуры расположены по р. Иори в районе Сионского водохранилища также в мел-палеогеновых отложениях.

Второй тип представляют вновь образованные на коллизионном этапе складчатые структуры. К их числу относятся складки субширотного простираения, возникшие в результате субмеридионального сжатия недеформированных или слабодислоцированных участков региона, которые образуют с ранними структурами отчетливо выраженную виргацию. Такие структуры развиты в Новороссийско-Лазаревском синклинории в пределах развития мел-палеогеновых флишевых отложений, между нижним течением рек Пшада и Хотоцой, а также на южном крыле Пластунской синклинали в палеогеновых флишевых толщах между низовьями рек. Зап. Дагомыс и Уч-чере. Вновь образованные на позднекайнозойском этапе складчатости структуры развиты и на ЦК, в частности, в Восточной Абхазии. В пределах развития ниже-среднеюрских песчано-глинистых толщ, в Гагрско-Джавской зоне, такие складки имеют субширотные простираения и с ранними структурами расположены кулисообразно, что отчетливо выделяет их на фоне общего северо-западного простираения складчатости.

Вновь сформированным на коллизионной стадии складчатыми структурами являются дополнительная инконгруэнтная субширотная складчатость, осложняющая крылья крупных складок северо-западного направления, и постскладчатый (коллизионный) кливаж субширотного направления, наблюдаемые в Шовско-Пасанаурской подзоне ЦК вдоль Военно-Грузинской дороги. К этому типу, кроме того, относятся дугообразно ориентированные складчатые структуры Известнякового Дагестана, расположенные дисгармонично по отношению к направлению

складчатости в юрских толщах ВК. В их число входят также присдвиговые складки, расположенные кулисообразно в пределах южного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали. В пределах ВК в коллизионную стадию произошло формирование покровов в складчато-покровной структуре, расположенной по южному краю мегантиклинория. Они развиты в мел-палеогеновых флишевых отложениях восточной части ЦК и в западной части ВК, а также на территории ЮВК.

В пределах ВК в зоне развития ниже-среднеюрских отложений обнаружение коллизионных структур сопряжено с большими трудностями из-за одинакового простирания тех и других. Но при внимательном детальном изучении складчатых толщ можно найти определенные признаки, чтобы установить их наличие. В течение новейшего времени, очевидно, была сформирована дополнительная мелкая складчатость, развитая в нижеюрских песчано-глинистых толщах в своде горст-антиклинали, расположенной между правыми притоками р. Асса, Колотана и Чхотани. Наложенный характер складчатости в своде складки является очевидным, поскольку при образовании горст-антиклинали в начале коллизионной стадии в кровле структуры происходило растяжение слоев, а не сжатие. Последнее, вероятно, имело место на поздних стадиях коллизионного этапа после образования горст-антиклинальной структуры. В это же время, очевидно, была сформирована также мелкая дополнительная складчатость, развитая в пределах Бежитинского синклинория в ниже-среднеюрских отложениях, осложняющая крылья более крупных структур. Более поздний, чем у основной складчатости, возраст этих структур объясняется тем, что они осложняют созданные сколовыми разрывами флексурные перегибы основных складок. Последние же, скорее всего, возникли в результате дожимания основной складчатости, происходящего на коллизионной стадии развития региона.

Третий этап коллизионной складчатости представляют структуры, образованные путем повторного субмеридионального сжатия ранних линейных складок северо-западного простирания. К ним принадлежит интерференционная складчатость, развитая на южном склоне СЗК в полосе распространения мел-палеогеновых флишевых отложений между реками Туапсе и Мезыб. Совершенно аналогичная по морфологии складчатость распространена в пределах ЦК, в частности, в Западной Абхазии, в Гагрско-Джавской зоне между с. Приморское и г. Гагра. В пределах ЮВК к коллизионным структурам следует отнести установленную ранее интерференционную складчатость, развитую в пределах восточной части Северного и Центрального Кобыстана [3].

Таким образом, в пределах ВК, наряду с основной складчатостью, широко развиты отличающиеся от нее своеобразные по морфологии и ориентировке новейшие складчатые структуры. Они отражают преобразование и переориентировку ранне- и среднеальпийской складчатости в новом субширотном направлении, происходящем на коллизионном этапе развития региона.

Литература

1. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 481 с.
2. *Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1977. 80 с.
3. *Григорьянц Б.В.* Условия образования прерывистой складчатости в геосинклинальных областях на примере востока Большого Кавказа // Геотектоника. 1968. №4. С. 128–136.

Т.В. Гиоргобиани¹

О протрузивном происхождении гранитоидных массивов Дарьяльского ущелья (Большой Кавказ)

К настоящему времени существуют различные представления о возрасте и характере взаимоотношений дарьяльских гранитоидов и вмещающих их отложений кистинской свиты. Дарьяльский и Гвелетский массивы считаются палеозойскими, среднеюрскими, меловыми и раннемиоценовыми образованиями. Кистинская свита датируется как каменноугольная, нижнелейасовая или пермь-триас-нижнеюрская. Взаимоотношения между гранитоидами и окаймляющими их породами определяется как трансгрессивное, интрузивное или тектоническое.

Как показали наши детальные исследования, проведенные в Дарьяльском ущелье, отложения, которые выделяются под названием кистинской свиты, состоят из трех толщ. Первая – зеленосланцевая, состоящая из хлорит-серицит-амфибол-кварцевых, серицит-хлорит-эпидот-кварцевых, серицит-хлорит-амфиболовых и прочих сланцев – очевидно представляет собой фрагмент той древней толщи, в которую внедрились палеозойские гранитоиды. Вторая – кварцево-песчаниковая, представленная пачками кварцитов, кварцевых песчаников, кварцевых гравелитов, а также мелкогалечных кварцевых конгломератов, вероятно, верхнекаменноугольного возраста, – трансгрессивно налегает на гранитоиды или сама была интродуцирована ими. Третья – углисто-глинистая, состоящая из хлорит-серицит-углисто-глинистых, серицит-углисто-глинистых, углисто-серицит-хлорит-углисто-глинистых, а также, местами, андалузитовых сланцев нижнеюрского возраста, которые, очевидно, трансгрессивно налегают на гранитоиды и более древние породы, но их базальная часть здесь не обнажена. Углисто-глинистые сланцы в Дарьяльском ущелье сравнительно более метаморфизованы, чем за его пределами.

¹ Геологический институт АН Грузии, Тбилиси, Грузия

Очень интересны результаты детального изучения характера взаимоотношений гранитоидов с породами кистинской свиты. Некоторые исследователи считают, что кистинская свита трансгрессивно, с базальной формацией в основании, иногда представленном конгломератами, залегают на гранитоидах Дарьяльского массива. Наши наблюдения не подтвердили наличия базальных конгломератов на северных и южных контактах Дарьяльского и Гвелетского массивов с кистинской свитой. В действительности же с гранитоидами непосредственно не контактируют даже кварцевые гравелиты и песчаники, а везде с ними соприкасаются только углисто-глинистые сланцы.

Ряд исследователей считают, что кистинская свита сечется гранитоидами Дарьяльского ущелья, доказывая интрузивный характер контактов между ними. Детальный осмотр последних дает нам основание утверждать отсутствие контактового воздействия гранитоидных тел на вмещающие породы.

И, наконец, существует представление, что северные и южные контакты гранитоидных массивов с кистинской свитой являются тектоническими. Согласиться с таким предположением нельзя, поскольку ни на одном из изученных нами контактов разрывных нарушений не отмечается. Наоборот, углисто-глинистые сланцы кистинской свиты крепко припаяны к поверхностям гранитоидов, без всяких следов перемещений вдоль контактов. Исходя из этого факта, мы исключаем наличие тектонических нарушений между ними. Контакт углисто-глинистых сланцев с гранитоидами согласный, но безразломный. Вмещающие гранитоиды породы кистинской свиты согласно окаймляют овальные и линзовидные тела гранитоидов в плане и в вертикальном разрезе. На замыканиях массивов наблюдаются не периклинали, а субвертикальные их погружения в окружающие толщи, что противоречит существующему представлению об участии гранитоидов в складчатости. Кроме того, наблюдается противоречивое явление – палеозойские гранитоиды без тектонических и интрузивных контактов, но согласно соприкасаются с нижнелейасовыми глинистыми сланцами, а последние, в свою очередь, контактируют с зеленосланцевой и кварцевой толщами.

Вышеотмеченные особенности взаимоотношений с вмещающими отложениями дают основание предположить, что гранитоидные массивы находятся во вторичном, бескорневом залегании среди нижнеюрских углисто-глинистых сланцев. Современное их пространственное расположение обусловлено значительными вертикальными протрузивными перемещениями. Мы рассматриваем их как фрагменты гранитоидов, оторванных от первичного крупного палеозойского массива, залегающего в гранитно-метаморфическом фундаменте.

Формирование гранитоидных массивов происходило в течение орогенной стадии развития региона в процессе его сводово-глыбового поднятия. В позднем миоцене – раннем плиоцене в результате вертикальных перемещений палеозойского фундамента в покрывающем его мезо-

зойском чехле была образована Дарьяльская горст-антиклиналь с гранитно-метаморфическим комплексом в ядре. В среднем плиоцене во время роданской фазы складчатости при тангенциальном сжатии происходила совместная деформация пластического чехла и хрупкого фундамента. В результате последний скальывающими разломами был рассечен на отдельные фрагменты – будины. При этом определяющими являлось возникающее при сжатии вертикальное растяжение глинистых пород путем ламинарного вдолькливажного пластического течения. Во время этого процесса происходило принудительное протрузивное продвижение в твердом состоянии гранитоидных тел. Глинистые толщи, увлекая за собой эти тела, обеспечивали вертикальную транспортировку гранитоидных будин. В результате сжатия и возникающего при продвижении трения гранитоидные тела совместно со сланцами испытывали деформацию, возникающую в их повышенном динамометаморфизме. Протрузивное продвижение вверх гранитоидов, вероятно, продолжалось и в последующие фазы складчатости. Таким путем, по нашему мнению, эти тела – отторженцы (нынешние Дарьяльский и Гвелетский массивы) были выведены на уровень современного эрозионного среза.

В результате протрузивного перемещения гранитоидов в перекрывающей глинистой толще образуются куполовидные формы. Такие структуры, развитые в Дарьяльском ущелье, неправильно называют брахиантиклиналями с интрузивными породами в ядрах. В действительности же они не являются брахиантиклиналями, а представляют собой глинистые оболочки гранитоидных тел, которые в разрезе, вероятно, имеют линзовидную или каплевидную форму.

Таким образом, Дарьяльский и Гвелетский гранитоидные тела являются отторженцами более крупного палеозойского массива. Их современное расположение обусловлено протрузивным их перемещением в покрывающую толщу, в результате сильнейшего тангенциального сжатия мезозойского чехла и палеозойского фундамента. Формирование их происходило в течение орогенного (поздний миоцен – антропоген) этапа развития региона в процессе роданской и последующих фаз складчатости.

Петрологические индикаторы процессов образования и распада древних суперконтинентов в краевых областях Сибирского кратона

Процессы образования и распада суперконтинентов являются наиболее значимыми тектоническими событиями в истории Земли, так как с ними связано зарождение новых океанических пространств и формирование коллизионно-субдукционных комплексов, в пределах которых в глобальных масштабах происходило вовлечение примитивной океанической коры в структуры зрелой континентальной литосферы.

Процессы амальгамации отдельных литосферных блоков в крупные общепланетарные структуры и последующая дезинтеграция суперконтинентов зафиксированы в краевых частях древних кратонов своеобразными литогеодинимическими комплексами. Выделение подобных комплексов, служащих петрологическими индикаторами тектонических режимов, представляет собой наиболее рациональный путь для реставрации основных временных рубежей образования и распада суперконтинентов.

В качестве петрологических индикаторов коллизионно-субдукционных процессов (стадия образования суперконтинентов) могут быть выделены эклогит-гнейсовые комплексы и постколлизионные гранитоиды повышенной щелочности. Индикаторная роль в реставрации процессов распада амальгамированных блоков континентальной литосферы принадлежит роям базитовых даек, кислым вулканитам и ассоциирующим с ними гранитоидам областей внутриконтинентального растяжения.

Основным объектом исследования был выбран Сибирский кратон, который на протяжении своей докембрийской геологической истории входил в состав таких древних суперконтинентов, как Арктика (2,5–2,0 млрд лет), Нена (1,5–1,0 млрд лет) и Родиния (1,0–0,6 млрд лет) [1, 2]. В ходе проведенных исследований в краевых областях Сибирского кратона были обнаружены и изучены индикаторные комплексы, фиксирующие палеопротерозойские процессы амальгамации и последующего постколлизионного растяжения кратонизированных областей, а также комплексы, сформировавшиеся на стадии неопротерозойского распада суперконтинента Родиния.

Индикаторами процессов карельской амальгамации континентальных блоков в пределах краевой части Сибирского кратона являются раннедокембрийские эклогиты, локализованные в разрезах эклогит-гнейсовой толщи таргазойской серии Шарьжалгайского выступа [3]. Эклогиты представляют собой продукт высокобарического метаморфизма ($T=520-$

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

540°, P=12–14 кбар) базитовой составляющей офиолитового разреза. Собственно редуцированный и в значительной степени дезинтегрированный разрез палеопротерозойской океанической коры представлен фрагментами метаморфизованных перидотитов, пироксенитов, габброидов и вулканитов основного состава.

Предварительные результаты изотопного датирования ретроградных эклогитов Шарыжалгайского выступа (1880 млн лет, Sm-Nd минеральная изохрона), наряду с опубликованными ранее данными [4], позволяют считать, что основные тектонические события, определившие состав и строение Шарыжалгайского выступа произошли в интервале 2000–1800 млн лет. Можно предполагать, что базит-ультрабазитовые ассоциации таргазойского офиолитового комплекса представляют собой фрагменты карельского океанического пространства, граничащего в раннем протерозое с древним кратоном. В последующем, на стадии палеопротерозойской амальгамации архейских террейнов, фрагменты карельской океанической коры были заключены в структуру фундамента Сибирской платформы.

Формирование чарнокитов Шарыжалгайского выступа (1880–1870 млн лет.) [4], близких по возрасту к рассмотренным ретроградным эклогитам происходило в обстановке постколлизийного растяжения. Таким образом, чарнокиты, наряду с эклогит-гнейсовой ассоциацией Шарыжалгайского выступа, фиксируют для данного фрагмента краевой части Сибирского платформы стадию кратонизации. В Северо-Байкальском сегменте краевой части Сибирского кратона в качестве индикаторов процессов амальгамации континентальных блоков могут выступать постколлизийные субщелочные гранитоиды чуйского комплекса с возрастом 2020 млн лет [5].

С наиболее ранним этапом внутриконтинентального растяжения в южном фланге Сибирского кратона связано формирование Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Возраст слагающих его вулканитов акитканской серии, гранитов рапакиви приморского комплекса и гранитоидов ирельского комплекса, обладающих петрохимическими характеристиками гранитов А-типа, варьирует в интервале 1860–1830 млн лет [5]. Однако, для того чтобы оценить привело ли это растяжение к расколу суперконтинента или ограничилось лишь образованием внутриконтинентального рифта, в настоящее еще недостаточно данных.

Последующее рифтогенное событие фиксируется внедрением дайковых серий чайского комплекса в юго-восточной и анагульского комплекса в юго-западной краевых частях кратона. Верхний возрастной предел их внедрения (850–800 млн лет) ограничен возрастом перекрывающих толщ байкальской и карагасской серий [6]. Петрологохимические характеристики даек свидетельствуют о их возможном формировании на ранних стадиях развития рифта. Кроме этого, прорываемые дайками рифейские отложения представлены главным образом пестро-

цветными грубообломочными образованиями, типичными для стадии рифтогенеза и раскола суперконтинентов [7].

В качестве индикаторов процессов неопротерозойского раскола суперконтинента Родиния и начальных стадий образования Палеоазиатского океана могут выступать рои базитовых даек нерсинского комплекса, которые имеют широкое распространение в краевых областях Сибирского кратона. На основании геологических данных можно предполагать, что внедрение даек происходило в интервале 850–600 млн лет. Дайки прорываются отложения карагасской серии верхнерифейского возраста и перекрываются осадками мотской свиты эокембрия – нижнего кембрия. По составу выделяются два типа даек, отвечающих, соответственно, толеитовой-субщелочной и щелочной сериям. Петрогеохимические особенности габбро-долеритов нерсинского комплекса позволяют предполагать, что формирование инициальных расплавов для субвулканических образований толеитовой и субщелочной серий происходило в обогащенном субдукционной компонентой литосферном магматическом очаге, в то время как щелочные разности габбро-долеритов были образованы в результате плавления обогащенного астеносферного источника.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-65105).

Литература

1. Powell C.McA., Li Z.X., McElhinny M.W., Meert J.G., Park J.K. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana // *Geology*. 1993. V. 21. P. 889–892.
2. Rogers J.J.W. A history of continents in the past three billion years // *The Journal of Geology*. 1996. V. 104. P. 91–107.
3. Складов Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В. Метаморфизм древних офиолитов Шарыжалгайского выступа. // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39, № 12. С. 3–19.
4. Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopwood A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, lake Baikal, USSR: A U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // *Journal of Geology*. 1991. V. 99. P. 851–861.
5. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) доказательства анорогенной природы магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // *Петрология*. 1998. Т. 6, № 2. С. 139–164.
6. Хоментовский В.В., Наговицин К.Е. Неопротерозойские комплексы западной части Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39, №10. С. 1365–1377.
7. Powell, C.McA, Preiss W.V., Gatehouse C.G., Krapez B, Li Z.X. South Australian record of a Rodinian epicontinental basin and its mid-Neoproterozoic breakup to form the Paleo-Pacific Ocean // *Tectonophysics*. 1994. V. 237. P. 113–140.

Молодые тектонические нарушения Приполярного Урала как проявление особенностей уральской неотектоники

Уральская горная система представляет интерес, прежде всего, как внутриплитный шовный ороген между Восточно-Европейским и Западно-Сибирским сегментами Евразийской плиты, имеющими разнородное по возрасту и физическим свойствам основание. Урал разделяется на орографические зоны: Средний и Северный с высотными отметками до 1000 м и слабоконтрастным рельефом, Южный высотой до 1600 м и Приполярный и Полярный с высотными отметками до 1900 м и контрастным альпийским рельефом, который невозможно объяснить только изостатическим подъемом литосферы после позднепалеозойского (валдайского, или сартанского) оледенения.

Исследователи неотектоники Урала придают большее значение олигоценовой тектонической активизации [2–5, 10]. Возрожденные в олигоцене разломы Урала, как правило, унаследованы от орогена позднего палеозоя. Это отчетливо видно на примере Челябинского триасово-юрского угленосного прогиба, причем в его Коркинском разрезе есть признаки того, что наследовались не только направленность вертикальных движений, но и ориентировка поля тектонических деформаций [6, 10].

Признаки современной (позднечетвертичной) тектонической активности отмечены на западном и восточном склонах Южного, Среднего и Северного Урала [1, 4], а также на Полярном Урале в верховьях р. Мороя, где послеледниковые вертикальные подвижки достигают 30–50 м. Имеются примеры и по другим разломам Полярного и Приполярного Урала. На Полярном и Южном Урале простираение новейшей структуры изменяется с субмеридионального на северо-восточное; не только увеличивается высота, но и ширина горной системы возрастает в 2–2,5 раза и, в этом смысле, они являются аномальными. Именно поэтому Приполярный Урал и стык Южного и Среднего Урала наиболее информативны для изучения активизированных разломов различных типов, их влияния на формирование современного рельефа.

В ходе полевых работ 1998–1999 гг. нами в приполярной водораздельной части Северного Урала была выделена субмеридиональная зона новейших разломов протяженностью 27–30 км. Она частично наследует позднепалеозойский субмеридиональный разлом, пересекающий рифейские сланцы и гранитоиды раннего палеозоя. Зона проходит от верхнего течения р. Манья через верховья р. Паток в верхнее течение р. Щекурья и к восточным подножиям горы Неройка (абс. выс. 1645,3 м) до истоков р. Пуйва. Основная ветвь разлома в нескольких местах пересечена пра-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

выми сдвигами северо-западного простириания. Вблизи них происходит веерообразное расщепление основной субмеридиональной ветви.

Западнее северной части основного разлома обнаружен молодой разлом северо-восточного (40°) простириания. Он проходит вдоль руч. Весенний (правый приток Патока) и, вероятно, продолжается на северо-восток вдоль р. Озерная еще на 10–13 км. Разлом смещает влево на 18–20 м долину р. Паток. На ее левом (южном) берегу поверхность позднплейстоценовой морены смещена разломом по вертикали на 1–1,5 м с относительным подъемом северо-западного крыла.

К северной части основной зоны разлома приурочена цепочка озер. Как правило, один или оба берега озера имеют прямолинейные очертания, будучи ограничены уступами главных или оперяющих разломов. В районе Кулик-Турских озер зона разломов представлена серией параллельных тектонических нарушений, смещающих средне- и позднчетвертичные моренные и флювиогляциальные отложения. Восточнее оз. Порты-Тур одно из основных нарушений образует ступень в поверхности позднчетвертичной морены; на 2–2,5 м поднято восточное крыло. Этот же сегмент разлома смещает морену влево примерно на 15 м. На восточном берегу оз. Паток обнаружено несколько параллельных ветвей главного разлома. Одна из них контролирует восточный край озера, а две другие нарушают поверхность позднледниковых флювиогляциальных отложений, образуя уступы. Восточные крылья подняты примерно на 2 м на каждом уступе; при этом поверхность отложений приобрела наклон от озера на восток к хребту Саленер, отчего западные крылья разломов оказались заболоченными. Интересно, что та же структурная закономерность заметна для хребта Саленер в целом: максимальные высоты (до 1200 м) отмечаются на западном склоне, а восточный представляет собой наклоненную под углами до $7\text{--}10^\circ$ поверхность выравнивания. К южной части зоны приурочена долина р. Щекурья (простириание $0\text{--}10^\circ$). Левые смещения мелких водотоков обнаружены южнее Малого Патоцкого озера и в верховьях р. Щекурья; характерные амплитуды сдвиговых смещений составляют 21–23 м.

С левосдвиговыми разломами (основной субмеридиональной зоной и нарушением северо-восточного простириания) сопряжены расположенные между ними разрывы северо-западного простириания. По ним выявлены правосдвиговые смещения русел мелких ручьев (сдвиг на 4,5–5 м на северном склоне долины Патока с образованием встречного уступа склона на 0,3), а также русла самого Патока примерно на 40 м. Во всех выявленных случаях амплитуды сдвигов в несколько раз превосходят амплитуды вертикальных (взбросовых?) смещений. Структурный рисунок и парагенез разломов указывают на их образование в условиях субширотного (точнее, направленного на ССЗ–ЮЮВ) сжатия.

Иная ориентировка новейших разломов с признаками сдвиговых перемещений установлена Д.М.Бачмановым [1] на восточном склоне стыка Среднего и Южного Урала. Разломы северо-западного простириания

обрамляют Башкирский выступ с северо-востока и обнаруживают признаки левых сдвигов, а разломы северо-северо-восточного («южно-уральского») простираения, обрамляющие выступ с юго-востока, характеризуются признаками правых сдвигов. В секторах растяжения на сочленении разнонаправленных сопряженных сдвигов расположены современные озера. На северо-западе левые сдвиги первого направления отгибаются к северу и переходят в зону субмеридиональных разломов западного склона стыка Среднего и Северного Урала, по которым также предполагаются четвертичные левосдвиговые смещения. Эта система новейших разломов прослеживается далее на север и, возможно, смыкается с описанными левыми сдвигами приполярной части Северного Урала. Ориентировка сдвигов восточного обрамления Башкирского выступа указывает на их формирование в условиях субширотного сжатия. О продолжающемся сжатии, и, соответственно, широтном укорочении этой части Урала свидетельствуют данные повторных геодезических наблюдений [9].

Таким образом, выявлено преобладание сдвиговых перемещений вдоль ряда продольных активизированных разломов Урала. На Южном Урале сдвиги – правые, а на Среднем и Северном Урале – левые. Преобладание сдвиговых перемещений может объяснить сравнительно небольшую гипсометрическую высоту новейшего орогена, в частности на Среднем Урале, где сдвиги представлены особенно широко. Здесь, на стыке Среднего и Южного Урала, правые и левые сдвиги обрамляют с востока Башкирский выступ, характеризуя его как индентор. Однако севернее выступа левые сдвиги отгибаются к северу и приобретают генеральное для Урала субмеридиональное простираение, близкое к простираению правых сдвигов на Южном Урале. Такое сочетание разнотипных перемещений характерно для сдвигов сплющивания, возникающих при разнонаправленном течении горных масс во фронте движущейся плиты [8]. По своему деформационному эффекту (укорочению в поперечном к фронту направлении) сдвиги сплющивания эквивалентны структурам сжатия складчато-надвигового типа, но, в отличие от них, сопровождаются удлинением не в вертикальном, а в продольном к фронту деформаций направлении. Это дает основание рассматривать новейший ороген Урала как содвиг в понимании Л.М.Расцветаева [7].

Литература

1. Бачманов Д.М., Рассказов А.А. Новейшие разломы и геодинамика Южного и Среднего Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 46–48 (Материалы XXXI Тектонич. Совещ.; Т. 1).
2. Борисевич Д.В. Неотектоника Урала // Тектонические движения земной коры. М.: Недра, 1967. С. 300–304.
3. Борисевич Д.В. Неотектоника Урала // Геотектоника. 1992. №1. С. 57–67.
4. Геология СССР. Т. 12: Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 324 с.

5. Глазырина Н.С., Топорков В.Я. О четвертичной тектонике восточных районов Северного и Среднего Урала // Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1975. С. 68–72.
6. Рассказов А.А., Скобелев С.Ф., Стукалова И.Е. Особенности влияния длительно развивавшихся разломов на формирование угольных месторождений (на примере восточного склона Урала) // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 60–72.
7. Расцветаев Л.М., Федоров Т.О. Тектоническая структура осевого пояса Урала: содвиговая модель // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 106–108 (Материалы XXXI Тектонич. Совещ.; Т. 2).
8. Трифонов В.Г. Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 144–160.
9. Устинов С.Н., Костров В.А. Определение скоростей и направленности современных горизонтальных деформаций земной поверхности на тестовых участках в различных тектонических зонах Урала // Проблемы геотехнологии и недроведения. Екатеринбург: ИГД УО РАН. 1998. Т. 1. С. 215–217.
10. Шульц С.С. О новейшей тектонике Урала // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1968. Сб. 2. С. 45–59.

В.М.Голубев¹

Тезисы системной геотектоники

1. Литосфера довольно условно разделяется на семь основных плит, не имеющих сквозных границ. Последнее может быть обусловлено малоамплитудными хрупкопластическими подвижками литосферных неоднородностей с кулисообразным разрывом сплошности. Становление неоднородностей связано с дифференциацией Земли в условиях резонансных лунно-солнечных гравимагнитных воздействий, которые проявлены затмениями. Антиподальные тихоокеанская и африканская неоднородности сложились вследствие смещения земного ядра в тихоокеанское полушарие при аккреции двойной планеты Земля–Луна и за счет усиления лунных воздействий в перигее. Антарктическая и арктическая неоднородности сложились вследствие усиления солнечных воздействий в перигелии. Остальные неоднородности выделились по остаточному принципу, гидростатически уравнивающая фигуру Земли.

2. Литосферные плиты движутся на месте, как следует из теоремы Эйлера. Плиты поворачиваются в прямом и обратном направлении при циклических вариациях скорости вращения и полярного сжатия Земли, которые следуют за лунно-солнечными воздействиями. Небольшие, на 10–15°, повороты плит привели к отколу малых плит и образованию

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

внутриплитных подвижных поясов, отделивших от центральных прото-континентальных платформ краевые протоокеанические платформы. Повороты платформ компенсируют повороты плит, выражаясь в образовании иных внутриплитных поясов и вызывая весь спектр процессов внутриплитной тектоники, более разнообразной на мощных и неоднородных континентах.

3. Изначально сдвиговые границы плит становятся дивергентными в срединно-океанических хребтах и в их континентальных рифтах, составляющих океанический деформационный пояс. В целом антиподальном ему континентальном горно-складчатом поясе на юго-западных и юго-восточных окраинах Евразии и Северной Америки, с ответвлением на западной окраине Южной Америки, границы плит конвергентные. Различия в характере границ задаются мантийной термохимической конвекцией, направляемой резонансными лунно-солнечными приливами. Океанический пояс является зоной приливов мантийного вещества, погружающегося в зоне отливов под континентальным поясом. Мантийные круговороты отмечают циклическое движение лунно-земного бариецентра и соответствующее изменение наклона Земли. Движение бариецентра на глубине 1700 км в средней зоне нижней мантии стимулирует двухъярусную мантийную и астеносферную конвекцию.

4. Конвергентные границы плит характеризуются деструктивно-конструктивной геосинклинальной переработкой, определяемой волновой разгрузкой сдвиговых напряжений на протоконтинентальных окраинах. Смена направления поворотов плит вызывает инверсию геосинклиналей, со сменой сдвига-раздвиговых напряжений геосинклинального этапа на сдвиго-содвиговые напряжения орогенного этапа, с присущим этапам метаморфизмом и магматизмом. Выдавливаемые при поворотах присдвиговые астеносферные диапиры изливаются вулканогенными поясами и динамотермальной переработкой смежных массивов. Вследствие базификации основания и рассеянного средингового вулканизма образуются третий и второй океанические слои массивов, покрываемых глубоководными морями при изостатической океанизации.

5. Дивергентные границы плит характеризуются воздыманием и спредингом смежных платформ под напором восходящего мантийного потока. Продуцируемые им астеносферные массы растекаются под денудированными краями плит, выплавляя из их основания сиалические компоненты. Обогащенные ими астеносферные потоки погружаются под литосферные уступы континентов, подрачивая литосферу и гранитизируя кору. Растекание астеносферных потоков поясняет отсутствие крупных магматических камер под срединными хребтами и монотонный состав толеитовых базальтов на разном удалении от хребтов. Вынос сиалических компонентов из океанической литосферы отмечен щелочными базальтами океанских островов и разуплотненной мантией Байкальского рифта.

6. Астеносферная субдукция снимает проблему литосферной субдукции и подчеркивается появлением наклонных сейсмофокальных зон на глубине 50–100 км, под подошвой океанической литосферы. Сопровождающие субдукцию астеносферные диапиры обозначены на активных окраинах континентов задуговыми морями. Интенсивная переработка астеносферными потоками протоконтинентальных окраин создала тихоокеанское андезитовое кольцо. Менее мощные астеносферные потоки под пассивными окраинами континентов проявлены повышенным тепловым потоком, линейными гравитационными и магнитными аномалиями. Астеносферные диапиры просматриваются в «базальтовых окнах» под мощными отложениями Арктического шельфа и под вулканическими покровами окраин континентов.

7. Линейные магнитные аномалии океанского дна наложены на мозаичную структуру магнитного поля и связаны с мигрирующим спредингом и залечивающим трещины платобазальтовым вулканизмом. Особенно интенсивный в срединно-океанических хребтах спрединг вызывается осебежным движением астеносферных потоков, которые тормозятся на уступах аркоподобного свода утоненных окраин плит и расталкивают их сегменты. Скорость спрединга резко повышена над интегрально смещенным в южнотихоокеанское полушарие земным ядром, что определило полную океанизацию Тихоокеанской плиты. Мощный и крайне разогретый поток мантийного вещества создал пологое Восточно-Тихоокеанское поднятие, а гидротермы сложили гигантские поля железомарганцевых конкреций.

8. Срединговые аномалии фиксируют инверсии магнитного поля при лунно-солнечных воздействиях и вариациях скорости вращения Земли. Возникающие при инверсиях теллурические токи стимулируют образование магматических очагов. Изменение наклона Земли вызывает перемещение полюсов магнитного диполя, ориентированного относительно межпланетного магнитного поля, что, вкуче с поворотами литосферных плит, сказывается в разбросе палеомагнитных данных. Кайнозойская система аномалий запечатлела миграцию фронта платобазальтового вулканизма к срединно-океаническим хребтам при залечивании спрединговых трещин. Эта система размагнитила и перекрыла мезозойскую систему аномалий, сохранившуюся на западных окраинах океанов и отмечающую первоначальную миграцию спредингового вулканизма от срединных хребтов.

9. «Перескоки» оси спрединга в восточном направлении связаны с замедлением вращения Земли в середине альпийского цикла. С этим же связана перемена раздвиговой и надвиговой компонент трансформных разломов срединно-океанических хребтов. Являющиеся в основе нормальными сдвигами, трансформные разломы компенсируют сдвиго-раздвиговые напряжения в хребтах и расширение протоокеанических платформ при залечивании спрединговых трещин. Омоложение вулканических построек вдоль трансформных разломов в направлении хреб-

тов проявляет перемещение узловых «горячих точек» при возвратной миграции фронта спредингового вулканизма. Трансформные разломы, как и спрединговые, вырождаются в качестве сдвига-раздвигов на континентах, выступая океанически специфическими элементами сети планетарной трещиноватости.

10. Осесимметричная сеть планетарной трещиноватости запечатлела циклически инверсирующие ротационные напряжения и совмещенные с разломами траектории движения векторов затмений. Древность сети не подтверждает перемещений континентов. Шаг между трансглобальными разломами сети составляет 7740, 6300, 5160, 3780, 2580, 1740, 1200, 540, 225, 85, 63, 42, 21, 10 км и менее. Разгрузка сдвиговых ротационных напряжений происходит за счет поворотов блоков, их воздымания или погружения, что подчеркивает сопряженность горизонтальных и вертикальных движений. Таким образом сложилась полигонально-концентрическая структура сети, регулярные элементы которой составляют самые разные по типу и рисунку разломы, очерчивающие неоднородности коры и литосферы. Контроль сетью структуры геофизических полей и их космогенные вариации представляют сеть геодинамической матрицей, воплощающей силовые линии энергетического поля Земли. Проявление размерности матрицы в разрезе Земли иллюстрирует трехмерную структуру геодинамического поля.

11. Геодинамическая цикличность опосредует изменения активности Солнца при обращении вокруг ядра Галактики. Геодинамические циклы длительностью от 155 до 195 млн лет являются интегральными для галааномалистического и полного периодов обращения по 190 и 215 млн лет, сходящихся в начальной точке при аккреции Земли. Фазы периода изменения гравитационного влияния галаядра при эллиптическом движении Солнца и периода резонансных взаимодействий масс звездных систем размечают геохронологическую шкалу. Геотектонические циклы соответствуют геодинамическим циклам, а волнообразное изменение их интенсивности выражается мегациклами катархея, архея, протерозоя и фанерозоя. Критические точки геодинамических циклов расширения-сжатия Земли вызывают перестройки как геосферы, так и биосферы, и сказываются на ходе климата. В подоплеке перестроек лежит резонансное усиление георитмов, заложенных при аккреции в виде пульсаций земного ядра и обеспечивающих эндогенную активность Земли.

12. Эволюционные перестройки идут на фоне замедления вращения Земли лунными приливами и ее импульсного сжатия, не превысившего 10–15%. Сжатие определяется остыванием и гравиротационной дифференциацией вещества, приведшей к сжатию к протерозою субконтинентальной литосферы и бескрайней Пангеи. Она подверглась распаду после панафриканского диастрофизма, ознаменовавшего переход к тектонике литосферных плит. Ибо вследствие десинхронизации галапериодов Земля испытала максимальное расширение, которое усиливалось с каждым геодинамическим циклом. При наступлении каледонского цик-

ла выделились тихоокеанская и африканская неоднородности. Герцинский цикл отмечен выделением антарктической и арктической неоднородностей и распадом Пангеи на Лавразию и Гондвану. При наступлении альпийского цикла очертились основные плиты и началась их поэтапная океанизация и континентализация, ставшая массивной при неотектоническом расширении.

13. Океанизация и континентализация продиктована перераспределением вещества литосферы астеносферными потоками. Базификация окраин плит следовала за частичной денудацией эклогитизированного «гранитного» слоя протокры, спрединговым вулканизмом и динамотермальной переработкой основания. В результате дегидратации серпентинизированных гипербазитов «базальтового» слоя протокры граница Мохоровичича поднялась, а эклогитовый слой был зонально переработан в габброидный, третий слой. Уплотненные оторочки плит стали погружаться, покрываясь выделяющейся водой, пополняемой и за счет осушения всплывающих разуплотненных континентов. Погружения субконтинентального ложа океанов отмечены едиными ступенями континентального склона, расширением площадей осадконакопления, останцами микроконтинентов и подтверждаются драгировками сиалических и метаморфических пород возрастом до 2,7 млрд лет, глубоководным бурением и геофизическими трансектами.

14. Становление океанов началось на их западных окраинах и следовало за отступлением фронта вулканизма к срединным хребтам. Мелководные фрагменты Тихого океана образовались в раннем мелу, с начала второй стадии альпийского цикла. Наступление третьей стадии сопровождалось заложением в позднем мелу Атлантического и Индийского океанов. С четвертой стадии цикла, в эоцене, заложились Северный Ледовитый океан и глубоководные моря. Но только при неотектоническом слиянии океанических фрагментов в конце миоцена сложился Мировой океан, что вкупе со становлением континентов и фактическим отмиранием их внутренних платформ, ознаменовало коренную смену геотектонического режима. Оформились срединно-океанические хребты и океанические платформы, островные дуги и глубоководные желоба, активные и пассивные окраины континентов. Основными тектоническими структурами стали океанические и континентальные литосферные плиты, межплитные и внутриплитные деформационные и подвижные пояса.

Вышеприведенные положения составляют каркас системной геотектоники [1, 2, 7], прогностическая сторона которой представлена гравитационным механизмом землетрясений [6]. Системная геотектоника вобрала в себя рациональные зерна основных геотектонических теорий, и на примере восточноазиатской переходной зоны континент-океан [4, 5] интегрирует в новом качестве геосинклинально-платформенную теорию и теорию литосферных плит. Тем самым обозначилось новое свидетельство диалектического единства покоя и движения, а геоцентрические движущие силы тектогенеза сменились естественными космогенно-

эндогенными. Можно надеяться, что на таком основании и появится Всеобщая теория Земли [3].

Литература

1. Голубев В.М. Основы общей космодинамики геосферы и биосферы // Отечественная геология. 1992. №9. С. 79–94.
2. Голубев В.М. Строение и происхождение планетарной трещиноватости земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. №2. С. 3–11.
3. Голубев В.М. Конспект теории развития Земли и человека // Тихоокеан. геология. 1994. №2. С. 82–94.
4. Голубев В.М. Геология дна, геодинамика и нефтегазоносность Беринговоморского региона. СПб.: Недра, 1994. 125 с.
5. Голубев В.М. а. Строение и стиль развития Беринговоморской зоны континент–океан. б. Сдвиговая механика и палеотектоника Беринговоморской зоны континент–океан // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1998. Вып. 2. С. 58–68, 69–78.
6. Golubev V.M. a. Cosmodynamic and geodynamic mechanism of biological and social processes; b. The planetary jointing and gravirotational mechanism of earthquakes // 1993 Joint Conference of Seismology in East Asia. Proceedings. Tottori, Japan. 1993. P. 74–77, 78–81.
7. Golubev V.M. Global extinctions and the biological evolution // Palaeobotanist. 1995. V. 44. P. 1–8.

М.А.Гончаров, Н.С.Фролова¹

Кулисы рифтовых долин и трансформные разломы СОХ как результат совместного функционирования геодинамических систем трех рангов

1. Структурный парагенез срединно-океанских хребтов (СОХ) включает две главные структурные формы – рифтовые долины (РД) и трансформные разломы (ТР). Его характерной особенностью является кулисообразное расположение РД в пределах СОХ и взаимно-ортogonalная ориентировка РД и ТР, в том числе в СОХ с косо ориентированными РД и ТР.

2. Эта особенность до сих пор не нашла удовлетворительного объяснения в рамках тектоники литосферных плит. Убедительно показав, что ТР являются как бы “рельсами”, вдоль которых расходятся плиты в зонах спрединга, теория тектоники плит не смогла объяснить, почему ТР, будучи сдвигами, ориентированы по нормали к РД, т.е. в направлении

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

оси максимального *растяжения*, а не в направлении оси максимальных касательных напряжений, как это предписывается канонами тектонофизики. Описанные в литературе многочисленные эксперименты показали, что при горизонтальном растяжении плоских тел в последних возникают кулисообразно расположенные трещины отрыва, которые при продолжении процесса растяжения расширяются и удлиняются, а на определенном этапе соединяются «нетрансформно».

3. ТР могут иметь упомянутую «запрещенную» ориентировку лишь в том случае, если в океанской коре и литосфере существуют линейные ослабленные зоны, ориентированные по нормали к простиранию РД и облегчающие «трансформное» соединение концов смежных РД, обеспечивающее продолжение процесса спрединга.

4. Такими ослабленными линейными зонами являются поперечные (по отношению к простиранию СОХ) впадины–долины, разделенные поднятиями–хребтами. Именно ко впадинам как раз и приурочены ТР. Существование этой *глобальной* системы поперечных поднятий и впадин наиболее наглядно отражают данные спутниковой альтиметрии. По геофизическим данным, под поднятиями зафиксированы «корни», а под впадинами – «антикорни»; имеются структурные свидетельства того, что утонение коры под впадинами обусловлено ее горизонтальным растяжением, а ее утолщение под поднятиями – компенсационным горизонтальным сокращением [5].

5. Приведенные выше соображения говорят о том, что в пространственно совпадающей структурной паре «поперечная долина – ТР» первый элемент первичен по отношению ко второму. Независимым подтверждением этого являются те редкие “ТР”, на которых смещение (offset) смежных РД отсутствует, и последние расположены на простирании друг друга. Это значит, что вдоль таких «ТР» сдвигового смещения не происходило, т.е. соответствующая поперечная долина сформировалась по другой причине.

6. Этой наиболее вероятной причиной является *поперечная* валиковая конвекция в молодой океанской тектоносфере (астеносфера+литосфера), которая происходит на фоне более масштабной *продольной* конвекции в верхней мантии, ответственной за процесс спрединга. Возможность существования такой иерархической конвективной системы предсказана теоретически и подтверждена экспериментально [4]. Наличие земной коры, более легкой, чем подстилающая мантия, вынуждает поперечную валиковую конвекцию быть двухъярусной, в результате чего над поперечными поднятиями границы Мохо («антикорнями») в рельефе океанского дна формируются впадины, где кора испытывает горизонтальное растяжение, а над поперечными впадинами («корнями») – поднятия, где кора, наоборот, подвергается компенсационному горизонтальному сжатию [2].

7. Итак, образование системы поперечных поднятий и впадин является результатом совместного функционирования геодинамических сис-

тем (ГС) двух рангов: поперечной конвекции в тектоносфере и продольной конвекции во всей верхней мантии. Формирование РД и ТР лишь осложняет этот процесс и происходит, по нашему мнению, следующим образом [7]. В результате растяжения, обусловленного продольной конвекцией, зарождаются РД – кулисообразно расположенные мегатрещины отрыва, приуроченные к поперечным хребтам и секущие их вкрест простирания. Затем они расширяются и удлиняются, пока не достигнут поперечной долины, разделяющей хребты. После этого, для обеспечения продолжения процесса спрединга, концы смежных РД соединяются посредством формирования сдвигового ТР вдоль этой долины – ослабленной зоны с утоненной корой и литосферой. После образования новой порции океанской коры процесс повторяется. Проведенное нами физическое моделирование с применением эквивалентных материалов подтвердило эти представления.

8. Однако существуют СОХ с *кососекущими* поднятиями, впадинами, РД и ТР; при этом, как правило, взаимная ориентировка РД и ТР остается *ортогональной*. Это означает, что упомянутая выше крупномасштабная конвекция уже не является продольной, а более мелкомасштабная конвекция – поперечной, и что обе они функционировали в *сдвиговой* обстановке. В качестве примера можно привести зону спрединга Калифорнийского залива, которая как бы продолжает к югу правый сдвиг Сан-Андреас; РД в этой зоне эшелонированы как раз в соответствии с направлением названного разлома. Обстановку сдвигания создает ГС еще более низкого (более крупномасштабного) ранга. Это конвекция во всей мантии, которая ответственна за дрейф континентов вместе с их «корнями», достигающими глубины около 400 км [6].

9. В соответствии с нашей концепцией компенсационной, многоярусной и иерархической геодинамики [1], или геодинамики иерархически соподчиненных геосфер [3], названная конвекция – это *глобальная* ГС 1-го ранга (ГС-1), функционирующая в геосфере того же ранга – всей мантии. *Субглобальная* ГС-2 функционирует в геосфере тоже 2-го ранга – верхней мантии – и только под океанами. Она ответственна за процессы спрединга и субдукции. При раздвижении континентов и их «корней» в ГС-1, образующаяся «пустота» не просто заполняется неким инертным веществом мантии; в этом пространстве начинает функционировать *относительно* независимая конвективная ГС-2. При этом скорость спрединга в ГС-2 может превышать скорость раздвижения континентов в ГС-1, что приводит к явлению, названному Ю.М.Пушаровским «*боковой релаксацией*» спрединга, которое выражается в формировании шарьяжей на флангах СОХ, перикокеанических впадин и других структур океанской литосферы. *Валиковая* конвекция – это *надрегиональная* ГС-3, функционирующая в геосфере того же 3-го ранга – тектоносфере – и притом в еще более узкой зоне повышенного теплового потока СОХ. Она ответственна за формирование поперечных поднятий и впадин. Если при раздвижении континентов имеется сдвиговая составляющая

(транстенсия), то эти поднятия и впадины, вместе с осложняющими их РД и ТР, ориентируются косо по отношению к простиранию СОХ.

10. Исследование выполнено в соответствии с программой «Университеты России» и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64868).

Литература

1. Гончаров М.А. Компенсационная, многоярусная и иерархическая геодинамика: Сочетание фиксизма и мобилизма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 6. С. 13–21.
2. Гончаров М.А. Системы поперечных (в зонах спрединга) и продольных (в зонах коллизии) поднятий и впадин как результат двухъярусной конвекции в тектоносфере // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОМ, 1998. С. 145–147. (Материалы XXXI Тектоник. Совещ.; Т. I).
3. Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически подчиненных геосфер // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 10–14.
4. Кирдяшкин А.Г. Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука, 1989. 81 с.
5. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.
6. Трубицын В.П., Рыков В.В. Трехмерные сферические модели мантийной конвекции, дрейфа континентов, образования и распада суперконтинентов // Российский журнал наук о Земле (электронная версия). Russian Journal of Earth's Sciences (electronic). 1998. Т. 1, №2. <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rje98005/rje98005.htm>
7. Goncharov M.A., Talitsky V.G., Frolova N.S. Structural paragenesis of rift valleys and transform faults in spreading zones as a result of extension of the oceanic lithosphere with transversal convective structure // Structural Analysis in Geological Research. Tomsk: CSTI, 1999. P. 44–46.

И.В.Гордиенко¹, А.И.Киселев²

Постколлизийный магматизм Монголо-Сибирского региона и его возможная связь с деляминацией литосферы

Монголо-Сибирский регион охватывает значительную часть Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов, обрамляющих Сибирский кратон. Геодинамическая эволюция этих поясов связана с последовательным аккреционно-субдукционным и коллизийным наращиванием континентальных масс вокруг кратона при периодической миграции осей магматических дуг в сторону Палеоазиатского и

¹ Геологический институт БНЦ СО РАН, Улан-Удэ, Россия

² Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

Монголо-Охотского океанов. Образование континентальной коры в Монголо-Сибирском регионе связано с многократным проявлением мантийного и корового магматизма на всех стадиях его геодинамической эволюции. Этот регион является уникальным по насыщенности коры производными кислых расплавов от небольших разрозненных тел до гигантских батолитов. В соответствии с моделями тектонических условий гранитообразования, гранитоидный магматизм здесь соответствует этапам орогенного и анорогенного развития территории [1]. Энергетическими агентами гранитообразования в данной ситуации обычно считаются радиоактивный разогрев недр, тепло от тектонических движений и дополнительный приток тепла и флюидов из погруженного слэба. Расплавы образовывались за счет парциального плавления рециклирующего корового материала при ультраметаморфическом анатексисе в виде мигматитов и гранитоидных серий.

Уникальной особенностью Монголо-Сибирского региона является широкое развитие анорогенного бимодального вулканического и гранитоидного магматизма. Здесь расположены огромные по размерам батолиты – Ангаро-Витимский (возраст 340–290 млн лет), Хангайский (250–230 млн лет) и Хэнтэйский (230–210 млн лет). Однако вопросы геологического строения, вещественного состава, времени становления и геодинамических условий образования этих объектов до сих пор вызывают дискуссию. Их природа недавно рассмотрена в работе [2]. Для выяснения геодинамики батолитообразования эталоном послужил Ангаро-Витимский батолит. Батолитообразование рассматривается как результат надвигания позднепалеозойского континента на горячее пятно мантии, состоящее из двух суперплюмов. Разновременные мантийные плюмы инициировали появление щелочно-базальтовых и щелочно-салических ассоциаций. Внедрившиеся в основание коры базиты обеспечивали массовое анатектическое плавление, которое и привело к образованию батолитов.

В настоящей статье предлагается альтернативное объяснение причин постколлизийного магматизма, в том числе и батолитообразования, природа которых заключается в механической и термальной нестабильности континентальной литосферы, связанной с предшествующей геодинамической историей ее развития. Континентальная литосфера – это подвижный поверхностный слой Земли, включающий в себя земную кору и часть верхней мантии. Литосферная мантия под континентами функционирует как химический, механический и термальный пограничный слой над конвектирующей мантией. В отношении реологии литосфера в вертикальном сечении неоднородна. Верхняя часть (механический пограничный слой) обладает свойствами упругого жесткого тела, которое подвергается хрупкому разрушению [3]. Ниже изотермы $650 \pm 100^\circ\text{C}$ литосфера, вернее ее **термальный пограничный слой** (ТПС) ведет себя как вязкий флюид, способный течь, но передающий тепло кондуктивным путем с глубин, которым отвечает геотерма 1250°C .

Время жизни ТПС зависит от скорости его роста и вязкости. Его соб-

ственный вес является причиной его неустойчивости. Если ТПС испытывает воздействие со стороны плюма или утолщается в коллизионных орогенах, то он становится нестабильным уже до того, как он стал бы внутренне нестабильным путем простого охлаждения. Нижняя часть ТПС не может выдерживать высокий стресс и оставаться сцепленной с механическим пограничным слоем в течение длительного периода времени. Часть литосферы отщепляется и замещается веществом конвектирующей мантии или астеносферы. Деструкция континентальной литосферы путем частичного или полного механического отщепления ТПС обычно называется **деламинацией**.

Деламинация реализуется благодаря инверсии плотностей между литосферной мантией и астеносферой. Обычно литосферная мантия менее плотная, чем подстилающая астеносфера, благодаря существующим между ними вещественным различиям. Вещественный дефицит плотности будет скомпенсирован, если произойдет тектоническое утолщение литосферы, сопровождаемое погружением изотерм. Наряду с этим, плотностная инверсия может происходить в основании коры благодаря фазовому переходу базальта в эклогит – модификацию, более плотную, чем материал нижележащей мантии. Данное обстоятельство позволяет допускать деламинацию нижних частей коры. Физические условия деламинации подробно изложены в [4].

Благоприятные условия для деламинации возникают в пределах внутриконтинентальных подвижных поясов. Ей обычно предшествует латеральное сокращение и утолщение коры и литосферы в целом. Тектоническое увеличение мощности литосферы после главного этапа деформации сопровождается заглублением основания литосферы, погружением изотерм, уменьшением геотермического градиента относительно исходного состояния. Сильное сокращение мощности литосферы посредством деламинации обеспечивает условия для быстрого прогрева оставшейся части литосферной мантии и нижней коры по отношению к утолщенной литосфере, которые обеспечивают региональный метаморфизм и плавление коры. Источником нагревания является горячее астеносферное вещество, а также продуцируемые астеносферой базальтовые расплавы, подстилающие основание коры или внедряющиеся в более высокие ее горизонты. Деламинация создает условия для посторогенного растяжения и поднятия территории в местах ее проявления.

Деламинация континентальной литосферы была предложена для объяснения генезиса рельефа, структуры и вулканизма на Африканском континенте, при рассмотрении механизма поднятий и вулканизма в Тибете и на западе США, а также при анализе тектонического развития восточной части Австралии в палеозое [4]. Деламинация нижней коры могла быть важным способом генерации сиалической коры в архее. Теоретически деламинация рассматривалась в качестве энергетического источника для посттектонических гранитоидов и метаморфизма в континентальных поясах.

На юге Восточной Сибири и в Монголии выделяется несколько эпизодов формирования континентальной коры, которые можно связать с деляминацией. Существуют доказательства анорогенной природы среднепротерозойского Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Его образование отделено многими десятками миллионов лет от времени коллизионного события в шарьжалгайском блоке и связанного с ним гранулитового метаморфизма (1964 ± 4 млн лет). Граниты ирельского комплекса (1866 ± 6 млн лет), граниты-рапакиви приморского комплекса (1864 ± 12 млн лет) и чарнокиты шарьжалгай образовались в постколлизийную фазу в условиях растяжения, которые могли быть вызваны деляминацией [5].

Каледонские аккреционно-коллизионные события, связанные с приключением к Сибирскому кратону фрагментов океанической коры, островных дуг и микроконтинентов, обеспечили структурную основу для становления Ангаро-Витимского батолита. Масштабное постколлизийное гранитообразование в карбоне представляется нами как следствие деляминации переутолщенной во время коллизии литосферы.

Сходная ситуация, вероятно, существовала в местах становления более молодых Хангайского и Хэнтейского батолитов. Континентальная коллизия здесь также сопровождалась переутолщением литосферы и ее деляминацией, создавшей обстановку растяжения территории перед батолитообразованием, что проявилось в образовании позднепалеозойских поясов щелочного и бимодального магматизма [6]. Мезозойская тектономагматическая активизация Забайкалья и Монголии, заложение и развитие рифтовых впадин, бимодальный и собственно базальтовый вулканизм, а также развитие комплекса метаморфических ядер кордильерского и гималайского типов в обстановке растяжения имели место после последовательного закрытия Монголо-Охотского океана. В данной ситуации смена обстановки сжатия на растяжение могла быть обусловлена постколлизийной нестабильностью основания литосферы, ее разрушением и замещением горячим астеносферным материалом. Сводообразование, заложение рифтовых впадин и базальтовый магматизм на юге Восточной Сибири на фоне трансконтинентального сжатия, вызванного индоевразийской коллизией в кайнозой, также заставляет обратиться к деляминации как альтернативному механизму эндогенной активизации литосферы, связанной с деструкцией ее основания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №99-05-64268).

Литература

1. *Gobbing J.* Episodes. 1996. V. 19, No 4. P. 103–106.
2. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.
3. *Anderson D.L.* Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 123. P. 269–280.
4. *Kay R.W., Kay S.M.* Tectonophysics. 1993. V. 219, No 1–3. P. 177–189.

5. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Петрология. 1998. Т. 6, № 2. С. 139–164.
6. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1545–1562.

П.М.Горяинов¹

Сложные (складчато-) линзовые ансамбли тектонических систем (иллюстрации к нелинейной тектонике)

В литературе линзы большинства тектонических ансамблей, как, впрочем, и складки, принято рассматривать как показатель последующей тектонической переработки изначально недеформированной серии пород [2]. Их могут соотносить со сдвиговыми структурами, со структурами типа вязких разломов (shear zone), зонами сучивания и меланжа, зонами смятия и т.п. Отсюда совершенно ясно, что линзы в таких сценариях – это продукт пассивной реакции недеформированного субстрата на воздействие внешних тектонических сил. Внутренняя организация таких зон линзования обнаруживает признаки диссипативных структур (самоорганизации), выраженной, прежде всего в самоподобии [7, 8].

Для структурно-вещественных комплексов докембрия, иными словами, для процессов глобального корообразования, иерархическое самоподобие наблюдается в качестве составного компонента планетарной перколяционной системы [5]. Более того, оказывается, что линзовые, складчатые и полосчатые ансамбли типа архейских тоналито-метабито-железородных систем составляют единую, внутренне взаимно согласованную конструкцию [6, 9]. Мотив дальнего порядка является достаточно неожиданным для тектонических построений любого масштаба, поскольку он означает, что в такой динамической среде ни один компонент (включая микро- и макроблоки) не имел возможности совершать независимые, взаимно нескорректированные перемещения не только смежных, но даже и сколь бы ни было удаленных друг от друга блоков. Последние составляют такую высокоупорядоченную конструкцию, в которой все компоненты узора ведут себя когерентно, согласованно.

С таким сюрпризом современная геотектоника вряд ли способна развиваться, если не сумеет кардинально и быстро изменить свою парадигму. Принцип накопления деформаций со временем (в образном комментарии Якоба Седерхольма – «у старого солдата больше шрамов, чем у молодого»), на котором основаны все координатные, да и некоторые другие тектонические реконструкции, оказывается неадекватным.

¹ Геологический институт Кольского НЦ (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

В традиционные трактовки тектонических линз и линзования придется «вписать» и такое важное свойство иерархических линзовых ансамблей, как их гомеостазис, которое в данном случае выражается в стремлении создать устойчиво характерный и довольно выраженный морфологический стереотип линзового узора. Последний который не зависит ни от состава и набора пород, ни от их географического положения, ни от возраста процесса.

Нам не удалось найти в работах о тектоническом скупивании или о сопровождающем его процессе вязкого течения ни одного упоминания о том, что же происходит при этом с системами, мысленно размещенными в координатах порядок – беспорядок. Это, однако, не мешает принимать версию о последовательной хаотизации, перемешивании некоей, как считается, изначально более упорядоченной (скорее всего, более понятной) конструкции. Данный подход отражен не только в таких специальных терминах, как меланж, микстит, но даже и в самом общем понятии «деформация», что, независимо от воли и желания его создателей, призвано указывать на потерю изначальной формы («порядка») в процессе тектонической эволюции [2].

Сомнения в справедливости такого подхода вызывают материалы по иерархии самоподобных линз в архейской гнейсо-железородной формации Кольского полуострова – новому типу структурной организации дифференцированных ультраметаморфитов. Прослеживание границ выявило удивительную, никогда ранее не отмечаемую форму рудных ансамблей, и не только на Кольском полуострове, но и в других регионах с архейскими железорудными комплексами. Основным структурным мотивом являются диссимметричные линзы, напоминающие в плане падающие капли. Размеры «участников» линзовой иерархии заключены в пределах от 1,8–2 км до нескольких сантиметров. Да и контуры ареала всей архейской железорудной провинции Кольского полуострова (350х200 км) подобны этим линзовым узорам и достраивают самоподобную иерархию до регионального масштаба. Оказалось при этом, что плавно-криволинейные границы линз разного порядка вполне «мирно» уживаются с плотной регматической сетью дизъюнктивов, долгое время ошибочно считавшихся продуктами автономной карельской тектонической активизации [1].

При юго-западном падении в линзах наблюдаются «листрические» изгибы завихрения, причем столь резкие, что в ряде сечений линза имеет обратное, СВ, падение, напоминая гребень штормовой волны. Они составляют сущность основного структурирующего события – нелинейного возрастания скорости разгрузки энергопотока у поверхности.

При всей экзотичности структурного узора – он совсем «не-осадочный» и даже «не-деформационный» – четко узнаваемая зональность вмещающих гнейсов от него не зависит ни в какой степени. Последнее требует пояснения. Многократно установлено [2, 6], что рудовмещающая толща с характерной для нее субсимметричной зональностью (то-

налиты – амфиболиты – лептиты – железистые кварциты – лептиты – амфиболиты – тоналиты) не перемешивается при появлении в ней диспергированных на линзы рудных тел, как, впрочем, и при появлении складчатых зон в них. Сами же железистые кварциты, формирующие линзы, обладают аутигенной зональностью (силикаты–сульфиды–магнетит–гематит). Она не деформирована, как следовало бы ожидать при пассивном разлинзовании и интенсивном пассивном смятии исходного пласта, а предстает как завершенная, порой идеальная, эталонная для любых (!) джеспилитовых комплексов мира.

Специальные исследования, рекомендованные для выявления и тестирования хаотически-детерминированных систем, позволили установить в железистых кварцитах неограниченную самосогласованность внутреннего строения железистых кварцитов [4]. Она подразумевает взаимовязанность, когерентность не только компонентов собственно железистых кварцитов – их химического и минерального состава, но и «вторичных» процессов разлинзования, складчатости, блоковой делимости, и даже формирования роев даек.

Фрактальность и «синергетичность» таких самоподобных систем существенно меняет представление о динамической среде зарождения линз в высокометаморфизованных породах. Когерентность, как следствие кооперативного поведения элементов и подсистем, не оставляет возможности для осуществления корректного «координатного» анализа: ни количественных оценок амплитуд тектонического транспорта в так называемых вязких потоках, ни даже анализа степени деформированности ансамбля.

Линзовые узоры порой неотделимы от складчатых, иногда даже совмещены с ними пространственно. Сравнительное исследование параметров порядка показало, что при образовании и складок, и линз не происходит ожидаемого усреднения, хаотизации. Наоборот, система становится более упорядоченной. За порогом критических значений энергопотоков разной физической природы, на фоне дифференциации вещества в системе тектонической перколяции (разгрузки) возникает тремор (дрожание), возбуждаются колебания, распределяющиеся по связанной системе когерентно, согласованно. Здесь кроется объяснение согласованного поведения нескольких компонент наблюдаемого узора в перколяционном кластере: линз, складок, вещества тех и других [2, 4, 6].

В таком сценарии линзы и складки – это собственная реакция системы в ответ на *неспецифическое* воздействие внешних сил. Только в этом случае в системе формируется дальний порядок, т.е. такая структурная организация, которая впрямую не зависит ни от места приложения сил, ни даже от их ориентировки (!), и в которой формируется совместное, кооперативное поведение подсистем (вплоть до молекул – !), ответственное за возникновение макроупорядоченности. Таким образом, складки в таком механизме – это овеществленные автоволны с характерными для них разномасштабными модами и отсутствием признаков хаотиза-

ции вещества при образовании узора [3, 4]. И далее. Если складки – это овеществленные автоволны, то линзы в отличие от них – это не полные, а диспергированные в энергопотоке, зачаточные складки, сохраняющие, как и последние, многомодальность (по аналогии с волнами в спокойной и штормовой волне, гребень которой диспергирован на брызги). Преобладание в узоре либо складчатого, либо линзового мотивов определяется концентрацией энергопотока, критическое значение которого определяет преобладание того, или иного типа узора.

Литература

1. Горяинов П.М. Беломорско-карельская активизация в тектонической окраине ареала железисто-кремнистой формации Кольского полуострова // Геология рудных месторождений Кольского полуостров. Апатиты: КФ АН СССР, 1981. С. 67–79.
2. Горяинов П.М. Нелинейная тектоника: Содержание, объекты и принципиальные ограничения для интерпретации канонических случаев. Апатиты, 1995. 46 с.
3. Горяинов П.М., Егоров Д.Г., Иванюк Г.Ю. О структурно-вещественной самоорганизации в архейских железорудных ансамблях (Кольский полуостров) // ДАН. 1992. Т. 322, №6. С. 1123–1127.
4. Горяинов П.М., Егоров Д.Г., Иванюк Г.Ю. К построению синергетической модели железистых кварцитов докембрия // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, №9. С. 1490–1496.
5. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Перколяционные тектонические системы – главный геодинамический мотив структурирования литосферы // Теория диссипативных структур в геологическом анализе: Материалы конференции. Апатиты, 1998. С. 35–40.
6. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.Г. Введение в нелинейную геологию. Апатиты, 1996. 187 с.
7. Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829–830.
8. Чиков Б.М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: Разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–39.
9. Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu. On genesis of banded iron formation of Kola Peninsula (Russia) – synergetic aspects // Theophrastus Contributions. 1998. V. 2. Theophrastus Publications. S.A. Athens. P. 249–267.

Сейсмичность и грязевой вулканизм как явления геологические

Сейсмичность и грязевой вулканизм представляют собой природные явления, резко различающиеся и характером своих проявлений и последствиями. Имеется в виду сильная сейсмичность, мелкофокусная или приповерхностная, с глубинами очагов землетрясений, не превышающими 12–15 км, но которые нередко оказываются разрушительными, а то и катастрофическими.

Резко различным выглядит и отношение науки к этим двум явлениям. Совершенно несопоставим объем посвященных им публикаций и сугубо научных, и популярных. Но в представлениях о природе этих двух явлений скорее преобладают позиции сходные, нежели принципиально различные. Если сейсмичность связывается в основном с мантийной энергетикой, то в вопросе о локализации очагов грязевых вулканов предпочтение отдается более древним и более глубоко залегающим комплексам пород по сравнению с развитыми в верхней, до глубин 10–15 км, части земной коры. Достаточно определенно звучит и позиция о роли мантийных процессов в проявлениях грязевого вулканизма.

Попытки увязать рассматриваемые явления с глубинными геологическими или мантийными процессами нельзя расценить иначе, как их отнесение к категории труднопознаваемых проявлений стихии. Об этом свидетельствует и тот факт, что прогнозирование рассматривается как основное или единственно возможное направление решения проблемы сейсмичности в частности.

Сравнительный анализ геологических данных и геофизических материалов регионов активного проявления сейсмичности и грязевого вулканизма позволяют уверенно говорить о единстве их геологической природы, обусловленной, однако, процессами, протекающими в верхней части земной коры, причем в ее осадочном чехле. Очевидной является приуроченность грязевого вулканизма и сейсмичности к межгорным и предгорным прогибам, внутригорным котловинам и внутриплатформенным впадинам. Надежно объясняется локализация грязевых вулканов в приосевых частях прогибов и впадин, характеризующихся максимальными мощностями их поверхностного осадочного выполнения, а эпицентральных зон землетрясений – в их бортовых частях.

Очаги и грязевых вулканов и землетрясений представляют собой жильные скопления флюидов, представленных в верхней части земной коры чаще всего углеводородами (УВ). Их формирование связано с ак-

¹ Российский государственный университет нефти и газа (РГУ нефти и газа), Москва, Россия

тивной флюидной динамикой волноводов – мощных толщ пластичных пород, составляющих основную часть разреза поверхностного осадочного выполнения прогибов и впадин. Очевидной представляется и двойная роль волноводов, выступающих в качестве толщ, генерирующих УВ, и в качестве сейсмогенных слоев.

Волноводы, представляющие собой зоны недоуплотнения или разуплотнения пород, вместе с тем, выделяются своими большими, а то и огромными энергетическими ресурсами, которые расходуются на формирование их собственной сложной, преимущественно изоклинально-чешуйчатой, складчатой структуры и жильных скоплений УВ – зон АВПД или зон сейсмической и грязевулканической напряженности.

Различие в характере разрядки напряженности в виде извержений грязевых вулканов или землетрясений определяются положением волновода или энергонасыщенного слоя в разрезе земной коры: выступает ли он непосредственно на поверхности или перекрыт слоем более плотных пород – литопластиной. Существенное значение при этом приобретает мощность последней и степень ее проницаемости.

Автономные процессы складкообразования, неизбежно протекающие в волноводах или астенослоях – свидетельство больших энергетических возможностей земной коры. Они обеспечивают ее активную тектоническую жизнь – течение процессов складкообразования, инверсии тектонического режима, формирования сложных структурных соотношений между разновозрастными комплексами отложений и, наконец, сейсмичности и грязевого вулканизма.

Изложенная геологическая природа сейсмичности и грязевого вулканизма содержит вполне определенный ответ на вопрос: как может быть решена проблема сейсмичности и как следует относиться к грязевому вулканизму. Напряженность в очагах землетрясений и грязевых вулканов вполне можно регулировать, снижая ее путем отбора флюида, который скорее всего должен быть углеводородным по своему составу. Речь, следовательно, необходимо вести о разработке жильных (приразломных) залежей УВ, с которыми следует связывать новые, далеко не раскрытые потенциальные (с точки зрения нефтегазоносности) возможности земной коры.

Раннепротерозойский осадочно-вулканогенный Улканский прогиб на юго-востоке Сибирской платформы: особенности магматизма и структурная позиция

Улканский прогиб – один из древних прогибов в фундаменте Сибирской платформы, выполненный практически неметаморфизованными осадочно-вулканогенными раннепротерозойскими образованиями с изотопным возрастом 1800–1687 млн лет. Эти отложения вмещают тела дифференцированных габброидов и массивы субщелочных и щелочных гранитоидов и связанные с последними месторождения редких земель и редких металлов (Ta, Nb, Be). Комплекс образований Улканского прогиба залегает в промежутке между кристаллическим фундаментом Алдано-Станового щита и осадочным чехлом Сибирской платформы. Образование прогиба в прежние годы изучались многими геологами, результаты работ которых широко освещались в печати. В последние годы здесь проведены крупномасштабное картирование, тематические исследования, которые изменили существующие представления о строении этого прогиба. Ниже излагаются некоторые из новых данных.

Этот прогиб представляет собой субширотно вытянутую, асимметричную структуру, с более крутым южным бортом. В западном направлении на долгие р.Уян прогиб резко выклинивается, а на востоке продолжается до слияния с субмеридиональным раннепротерозойским Биякчанским прогибом. Однако ареалы распространения даек раннепротерозойского возраста прослеживаются далее к западу от прогиба, что указывает, по-видимому, на более значительные былые размеры прогиба.

Фундаментом прогиба являются глубокометаморфизованные образования Алдано-Станового щита, структуры которого резко дискордантны к контурам прогиба. Базальные слои выполняющих прогиб осадков улканской серии представлены толщей белых кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников топориканской свиты мощностью 200 м, залегающей на коре химического выветривания пород кристаллического фундамента щита. Их наличие указывает на длительный перерыв и пенепленизацию в условиях стабильного тектонического режима, которые предваряют заложение Улканского прогиба. Толща кварцевых песчаников сменяются вверх по разрезу толщей трахибазальтов с прослоями терригенных пород улкачанской свиты мощностью 750 м и толщей кислых трахириолитов, трахидацитов и трахириодацитов элгэтэйской свиты мощностью 2140 м [1]. В составе элгэтэйской свиты меньшую роль иг-

¹ ФГУГПП «Хабаровскгеология», Хабаровск, Россия

² Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

³ ТГФУП «Таежгеология», Хабаровск, Россия

рают также лавы основного состава, осадочные и туфогенно-осадочные породы. Возраст вулканитов свиты по циркону – 1687 ± 4 , 1721 ± 5 млн лет (U-Pb), 1721 млн лет (Sm-Nd, Rb-Sr) [2].

Осадочно-вулканогенные образования прогиба прорваны дайками, телами и массивами интрузивных комплексов: субщелочных габбро, габбро-диабазов, лейкогаббро, габбро-анортозитов оломского (гекунданского) и субщелочных и щелочных гранитов улканского комплекса. Ранее в Улканском прогибе разные исследователи выделяли до восьми интрузивных комплексов, приписывая им возраст от раннего протерозоя до мезозоя. При картировании вместо многочисленных разновозрастных комплексов установлено развитие здесь образований единого, улканского, комплекса с трехфазным строением. Для пород комплекса получены следующие цифры изотопного возраста: 1-ая фаза – $1721,9 \pm 3$, $1720,7 \pm 1,2$ млн лет (U-Pb), 1721 млн лет (Sm-Nd, Rb-Sr); 2-ая фаза – $1715,4 \pm 4,8$, $1716 \pm 2,8$ млн лет (U-Pb), 1716 млн лет (Sm-Nd, Rb-Sr); 3 фаза – $1690 \pm 8,5$, $1676 \pm 8,5$, $1691 \pm 1,4$ млн лет (U-Pb), 1703 млн лет (Sm-Nd) [2]. Материал вулканитов, гранитоидов и других магматитов Улканского прогиба характеризуется мантийными и коровыми изотопными метками. В Улканском прогибе установлены многочисленные вулканотектонические депрессии, поднятия и интрузивно-купольные структуры диаметром от 10–30 км.

Весь комплекс отложений, выполняющих Улканский прогиб, несогласно перекрыт нижнерифейскими отложениями уянской серии платформенного чехла Сибирской платформы.

Геодинамическая интерпретация эволюции Улканского прогиба неоднозначна. Некоторые исследователи рассматривает его как часть вулканического пояса активной континентальной окраины; другие трактуют отложения прогиба как орогенные образования, либо как образования эпохи кратонизации, активизации, либо как эоплатформенные, рифтогенные образования. Доминирующая роль в составе выполняющих Улканский прогиб отложений кислого корового материала, нарастание во времени общей щелочности и железистости пород, связь с ними редкометалльно-редкоземельной минерализации сближают их с образованиями вулканоплутонических поясов, формирующихся в условиях зрелой континентальной коры независимо от предшествующей геоструктурной ситуации. Представляется, что формирование внетрикротонного Улканского прогиба связано с рифтогенными процессами в позднекарьельскую эпоху.

Литература

1. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П. Стратиграфия нижнего докембрия юго-восточной части Сибирской платформы // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 18–30.
2. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krinsky R.Sh. The Origin of the 1.73-1.73 Ga Anorogenic Ulkan Volcano-Plutonic Complex, Siberian Platform, Russia: Inferences

**Г.С.Гусев¹, К.Л.Волочкович¹, А.А.Головин¹,
В.А.Килипко¹, Н.В.Межеловский², М.В.Мицц³,
В.С.Певзнер⁴, П.С.Ревякин⁵, Е.И.Филатов¹**

Карты тектонического и металлогенического районирования как структурно-вещественная основа единой цифровой модели России

Технология составления и содержание карты тектонического районирования и концептуально связанной с ней карты металлогенического районирования разработана при составлении «Карты тектонического районирования России в масштабе 1:5 000 000» и «Карты металлогенического районирования России в масштабе 1:5 000 000». Обе они подготовлены с использованием ГИС-технологии на базе продукта Arc View. Тектоническое и металлогеническое районирование проведено на комплексной геологической, геохимической и геофизической основе в технологической цепочке системного анализа историко-формационно-геодинамических, рудно-формационно-геодинамических, геохимических и геофизических равноправных признаков. Историко-формационно-геодинамические признаки – пространственно-временные сочетания, вещественный состав, геометрические характеристики, геодинамические условия формирования и размещения геологических формаций.

Ассоциации геологических формаций, локализованные в одной той же тектонической структуре и сформированные в одной той же геодинамической обстановке, характеризующиеся закономерными структурно-вещественными, пространственно-временными и металлогеническими параметрами, образуют самостоятельные геодинамические комплексы. Рудно-формационные признаки проявляются в латерально-вертикальных рядах геологических и рудных формаций в составе как отдельного геодинамического комплекса, так и всего возрастного ряда геодинамических комплексов в тектоническом выделе. Сравнительный анализ

¹ Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия

² Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт), Москва, Россия

³ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

⁴ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

⁵ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва, Россия

этих рядов с рядами эталонных геодинамических комплексов позволяет осуществлять прогноз недостающих рудных формаций и переходить от регистрационной металлогенической характеристики территории к прогнозной.

Геохимические признаки отражаются в известных корреляционных связях между геохимическими параметрами и рудоносностью геологических тел по трем основным направлениям: 1) геохимическая специализация коренных пород в ранге отдельных петрогеохимических типов пород с целью выявления в каждой отдельной зоне наиболее высоко специализированных (более пяти кларков-концентрации) типов горных пород; 2) геохимическая специализация коренных горных пород в ранге геологической формации с целью выявления специализированных в геохимическом отношении геологических формаций с кларками-концентрации $>1,5$ – накопление и $<0,7$ – дефицит; 3) специализация аномальных геохимических полей.

Как в геологических формациях, так в аномальных геохимических полях объектами анализа являются ранжированные ряды химических элементов, параметры которых позволяют прогнозировать ранее не установленные рудные формации. Во всех случаях структуры геохимических полей являлись дополнительным критерием для районирования и прогнозно-металлогенической характеристики исследуемой территории. Геофизические признаки в основном использовались в качестве дополнительных критериев районирования, реже – для дополнительной рудно-формационной характеристики региона.

На картах отражено тектоническое и металлогеническое районирование с выделением трех ранговых единиц: а) глобальных – тектонических областей и металлогенических провинций; б) региональных – тектонических и металлогенических мегазон; г) крупных – тектонических и металлогенических зон.

Глобальные тектонические и металлогенические единицы на карте выделены под традиционными устоявшимися, со времен публикации в 1933 г. А.Д.Архангельским и Н.С.Шатским первой тектонической схемы СССР названиями. Их границы проведены с учетом представлений, отраженных на современных тектонических и металлогенических картах.

Региональные и крупные единицы выделены под названиями, принятыми для тектонических мегазон и зон с использованием широкого круга источников, в первую очередь, листов Государственной геологической карты масштабов 1: 1 000 000 и 1: 200 000. Главные «рабочие» единицы карт – тектонические и металлогенические зоны. К ним отнесены крупные, площадью $n \cdot 10^4 \text{ км}^2$ (в среднем по России – $3 \cdot 10^4 \text{ км}^2$), однородные в тектоническом отношении структурно-формационные зоны, в пределах которых среди всего возможного множества надежно опознается один (реже два) геодинамический комплекс, определяющий главные тектонические и, соответственно, металлогенические особенности выделяемой единицы.

Различаются *простые и бинарные геодинамические комплексы*.

К *простым* относятся геодинамические комплексы, изначальное вещество, структуры и рудные особенности которых подвергнуты тем структурно-вещественным преобразованиям, которые свойственны процессам «своей» геодинамической обстановки. Например, стадиальные диагенетические и катагенетические преобразования горных пород и рудного вещества в современных осадочных бассейнах пассивных континентальных окраин, осадочных бассейнах древних и молодых платформ.

Бинарные геодинамические комплексы характеризуются совмещением в одном и том же геологическом теле структурно-вещественных и металлогенических особенностей геодинамических комплексов, сформированных в двух самостоятельных геодинамических обстановках: первичной и наложенной. Стандартные бинарные комплексы – структурные и вещественные ассоциации пассивных континентальных окраин с наложенными на них структурно-метаморфическими преобразованиями коллизионного и аккреционно-коллизионного тектонического раздавливания.

Соответственно различаются: *моногеодинамические и бинарногеодинамические рудные формации; тектонические и металлогенические зоны*.

К *моногеодинамическим рудным формациям* относятся формации, сформированные в одной геодинамической обстановке, к *моногеодинамическим тектоническим и металлогеническим зонам* относятся те, в строении которых участвует один простой геодинамический комплекс. Это зоны современных (эталонных) геодинамических обстановок на границах литосферных плит и внутриплитных геодинамических обстановок – современных океанов и пассивных окраин континентов, осадочных бассейнов (исключая авлакогены) древних и молодых платформ.

Бинарные рудные формации, тектонические и металлогенические зоны связаны с формированием бинарных геодинамических комплексов.

Самостоятельную и довольно широко распространенную группу представляют собой зоны сложного строения: а) *полигеодинамические и б) коллажногеодинамические*. Первые отличаются развитием в их пределах последовательного ряда геодинамических комплексов и, соответственно, рудных формаций одного цикла Вильсона (реже нескольких циклов). Вторые характеризуются хаотическим совмещением фрагментов геодинамических комплексов и рудных формаций нескольких геодинамических обстановок.

Бинарногеодинамические и полигеодинамические зоны в основном свойственны коллизионным орогеническим областям, а также тыловодужным надвиговым сегментам краевых вулканоплутонических поясов активных континентальных окраин. Коллажногеодинамические зоны широко развиты в аккреционно-коллизионных орогенических областях.

На обоих картах геодинамические, возрастные и структурно-вещественные компоненты закодированы самостоятельными для каждого признака буквенными, цифровыми и буквенно-цифровыми кодами.

Путем синтеза этих признаков обособлены самостоятельные тектонические и металлогенические типы, отражающие соответствующую синтетическую характеристику всей выделенной зоны. Каждому из типов присвоен свой цифровой код и цвет. Вся эта информация отражена на цифровой карте в виде четырех тематических слоев. Это один линейный объект, представляющий собой геологические и разломные (надвиговые, сдвиговые, сбросовые и с не установленной кинематикой) типы границ тектонических выделов и три слоя полигональных объектов: глобальные тектонические и металлогенические единицы – области провинции; региональные тектонические и металлогенические единицы – мегазоны; крупные тектонические и металлогенические единицы – зоны.

Каждый из перечисленных слоев сопровождается атрибутивной таблицей, содержащей в форме буквенных и цифровых кодов формационно-геодинамические и возрастные (на карте тектонического районирования); рудно-формационные и возрастные (на карте металлогенического районирования) характеристики каждой в отдельности единицы.

В отличие от традиционных бумажных карт предшествующих поколений, обе карты и атрибутивные таблицы представляют собой многослойную картографическую базу данных, являющуюся структурно-вещественной основой единой цифровой модели России, обладающей большими функциональными и прогностическими возможностями. Сам геоинформационный подход позволяет постоянно обновлять и поддерживать актуальность рассматриваемых карт, расширять их возможности в решении прикладных и научно-исследовательских задач геологического и геохимического картирования страны, составления Государственных геологических карт нового поколения, металлогенического анализа, наконец, использования в качестве справочного и учебного пособия.

Е.А.Гусев¹

Геологическое строение и тектоника внешней периферии Лаптевоморской континентальной окраины и прилегающей части Евразийского бассейна

Линеаментный анализ топографии дна, геологическая интерпретация сейсмических и сейсмоакустических материалов, а также анализ и интерпретация потенциальных полей Лаптевоморской континентальной окраины выявляют основные особенности ее строения.

В пределах внешней части шельфа моря Лаптевых выделяется краевое шельфовое поднятие, практически не выраженное в рельефе дна, но оп-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

ределяемое в гравитационном поле в виде цепочки положительных остаточных аномалий силы тяжести; на сейсмических профилях оно идентифицируется с выступом фундамента, перекрытым осадочным проградационным клином континентального склона, а на сейсмоакустических профилях – как место выклинивания голоценовых и верхнеплейстоценовых осадочных комплексов и являющееся в настоящее время областью подводной абразии. Мористее краевого шельфового поднятия, в районе континентального подножия, в структуре фундамента выделяется система периокеанических прогибов, выраженная на сейсмических профилях погружением поверхности фундамента за пределы сейсмической записи, а в гравитационном поле – системой вытянутых в плане отрицательных остаточных аномалий силы тяжести. Склоны прогибов со стороны окраины линейны, практически параллельны внешнему краю шельфа и сложены, вероятно, складчатыми мезозойскими комплексами на континентальной коре, в то время как океанические склоны прогибов имеют сложные очертания и представлены покровами базальтов на коре океанического типа.

Стратиграфический диапазон осадочного чехла шельфа моря Лаптевых ограничен верхнемеловым–кайнозойским возрастом. С шельфа в пределы периокеанических прогибов осадочный чехол переходит в объеме верхов верхнего мела (коньяк?–маастрихт) кайнозоя. Распространение трогового верхнемелового осадочного комплекса в глубоководной впадине ограничивается очертаниями периокеанических прогибов, в которых комплексы осадочного выполнения трансгрессивно налегают на базальтовые покровы фундамента океанического борта прогибов. Не исключено также постепенное замещение терригенных осадков верхнего мела вулканогенно-осадочными и вулканогенными толщами II океанического слоя в направлении от материковой окраины. В кайнозойской части разреза по первому резкому градиенту изменения мощности выделяется позднеолигоценый (?) осадочный комплекс, маркирующий начало интенсивного прогибания океанического ложа Евразийского бассейна. Все толщи, перекрывающие верхнеолигоценые отложения, наращивают континентальный склон в виде мощных клиноформ.

Центральная часть глубоководной котловины Евразийского бассейна нарушена рифтовой долиной хребта Гаккеля, по главным сбросам которого опущен весь многокилометровый разрез осадочных толщ от палеоцена до миоцена. Уникальное строение рифтовой долины объясняется длительным этапом осадконакопления в спокойной тектонической обстановке, предвещающего образование магматического свода и последующее внедрение срединно-океанического хребта. Действительно, у Лаптевоморской окраины (к югу от 80° с.ш.) глубоководная впадина Евразийского бассейна заполнена мощным осадочным чехлом (от 4 до 8 км) с ничтожно малыми углами наклона осадочных комплексов, не нарушенных дизъюнктивами. Повсеместное распространение однотипного в верхней части разреза в пределах всей впадины, включая ее склоны,

исключает высокоамплитудные горизонтальные движения во временном интервале верхнего мела – миоцена(?). Величину плиоценового растяжения в пределах рифтовой долины легко оценить по суммарной горизонтальной составляющей сбросовых перемещений опущенных блоков, не превышающей первых километров. Наиболее вероятной причиной растяжения, по всей видимости, следует считать обрушение свода хребта Гаккеля. То, что обвал вершинной части свода и образование рифтовой долины произошло сравнительно недавно, подтверждается примерно одинаковой мощностью доплиоценовых осадочных комплексов на плечах рифта и в опущенном блоке, а также наличием, наряду со сбросовыми нарушениями, и взбросовых, компенсирующих распределение осадочного материала по пространству рифта при резком опускании.

Следует отметить, что впадина Евразийского бассейна вблизи шельфа моря Лаптевых имеет асимметричное строение. Это выражено не только в современной топографии дна [1], но и в мощностях и распределении осадков, глубине залегания фундамента [3]. Асимметрия подтверждается различным характером гравитационного поля во впадинах Нансена и Амундсена. Океанический фундамент по сейсмическим данным различается 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 [3], так как по результатам последних исследований [2] спрединговая часть в котловине Евразийского бассейна ограничена гребневой зоной хребта Гаккеля. Таким образом, различия в истории становления и развития осадочных бассейнов глубоководных впадин Нансена и Амундсена указывают на их возможную обособленность.

Проведенный анализ всего фактического материала склоняет автора на сторону исследователей, отстаивающих неспрединговую природу Евразийского бассейна [2].

Литература

1. *Нарышкин Г.Д.* Срединный хребет Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. М.:Наука, 1987. 72 с.
2. *Поселов В.А., Буценко В.В., Павленкин А.Д.* Альтернатива спрединговой природе Евразийского бассейна по сейсмическим данным (на примере геотрансекта хребта Гаккеля – хребта Ломоносова) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 177–183.

А.В.Дворова, С.А.Куренков¹

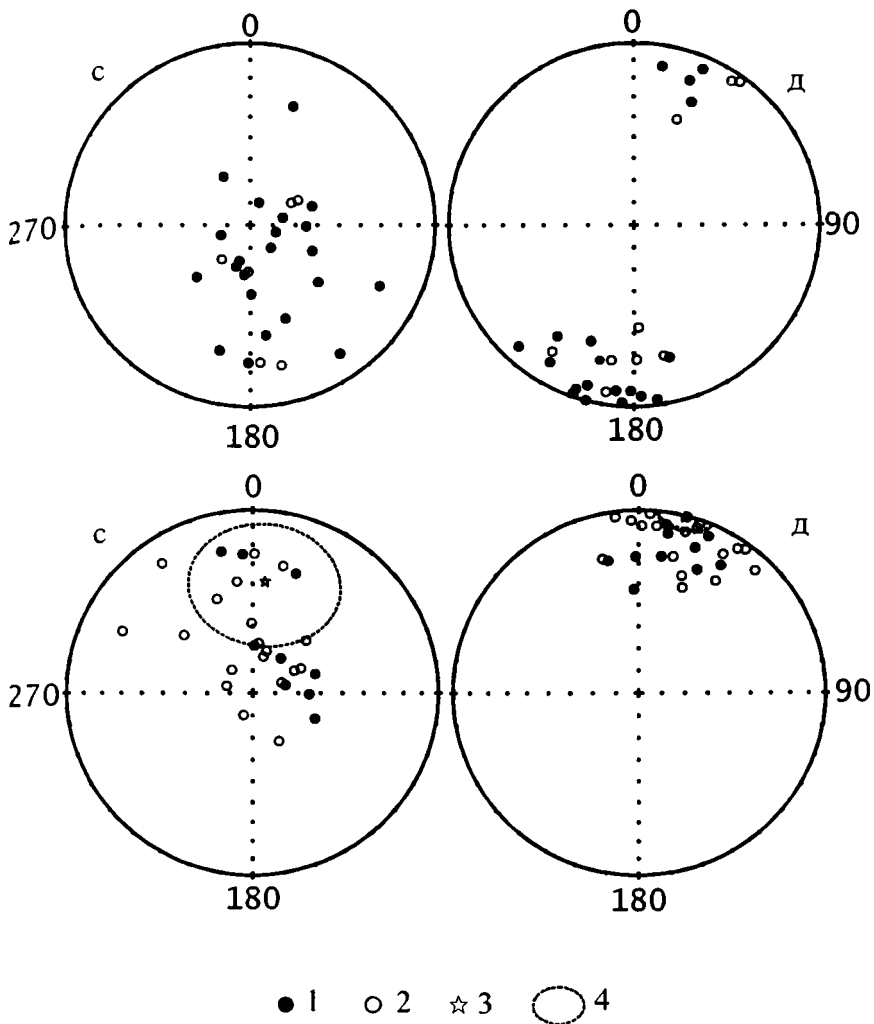
Палеомагнитные данные по верхнекембрийским базальтам Киргиз-Терской зоны Северного Тянь-Шаня

Киргиз-Терская зона Северного Тянь-Шаня в своей Сонкульской части ограничивается с юга сбросово-сдвиговой системой («линия Николаева»), на севере – докембрийской Макбало-Бурханской зоной. Офиолиты Северного Тянь-Шаня в палеомагнитном отношении изучены крайне слабо. Полученные результаты по позднекембрийским лавам Восточного Присокуля являются первыми для данного возраста.

Изученные подушечно-трубовые базальты каракатинской свиты (южный склон хребта Кара-Катты), мощностью около 1 км относят к офиолитам Киргиз-Терской каледонской зоны Северного Тянь-Шаня. Они принадлежат верхам офиолитового разреза и скорее всего являются частью Байсабинского массива, расположенного южнее на северном склоне хребта Кара-Джорго. Вероятно, рассматриваемые образования представляют собой тектонически дезинтегрированные фрагменты коры океанического типа окраинного бассейна, существовавшего в раннем палеозое. Их возраст определяется как позднекембрийский по конодонтам из присутствующих в базальтах линз серых и черных кремней – (*Proooneotodus gallatini* (Muller), и *Proocontiodus* sp. (определения С.В. Дубининой). Закрытие окраинного бассейна и коллизия с образованием сложных покровно-складчатых структур приходится на середину ариенига [1, 2].

Палеомагнитные шtuфы отбирались из краевых зон (корок) хорошо выраженных базальтовых подушек и труб в пределах южного склона хребта Кара-Катты. Один образец из каждого штуфа был подвергнут полному ступенчатому терморазмагничиванию в печи, помещенной в двухслойный экран из μ – металла. Остаточное поле в печи менее 20 нТл. Все образцы прогревались до температуры 520–590° С. При каждом нагреве для учета лабораторного подмагничивания положение образцов в печи менялось хаотически. Интервал нагрева варьировал от 100–50° С в низкотемпературном диапазоне (до 400° С), до 40–30° С – в среднетемпературном диапазоне (от 400° до 490°С), и составлял 10° С при более высоких температурах.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Проекции направлений палеомагнитных векторов на стереограммах в современной (с) и древней (д) системах координат. На нижних стереограммах направления приведены к одной полярности

1, 2 – проекции на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы; 3 – среднее направление по подушечным лавам; 4 – овалы доверия средних направлений

Результаты палеомагнитного анализа верхнекембрийских базальтов Киргиз-Терской зоны (хребет Каракатты)

Среднетемпературная компонента	A1	A2	Общее
N/n	28/7	28/21	31/28
D°g	65,7	350,7	6,3
I°g	39,2	-48,9	-38,5
K	1,8	2,7	1,8
α_{95}	66,7	24,0	30,4
D°s	24,6	11,1	14,5
I°s	2,6	-1,8	-0,7
K	13,1	10,8	10,9
α_{95}	17,3	10,2	8,6
Fg	F _{кр} =2,15		26,18
Fs			1,18
Rg	R _{кр} =0,504		0,838
Rs			0,461

Примечание. N – общее и n – вошедшее в статистику число штуфов; D, I – склонение и наклонение (g, s – в современной и древней системах координат, соответственно); α_{95} , K – радиус овала доверия (в °) и кучность. A1 – выборка по образцам, условно намагниченным прямо, A2 – выборка по образцам условно намагниченным обратно. Все данные приведены к одной полярности. F (тест группирования) и R (корреляционный тест) – выборочные значения статистики (g – в современной, s – в древней системах координат, k_р – критическое значение); тесты группирования и корреляционный – положительны (намагниченность – доскладчатая) при значениях R_s и F_s меньше критических; жирным шрифтом выделены данные положительных тестов.

Изученные лавы по величине NRM отчетливо подразделяются на слабо- (2,59–30,25 мА/м), средне- (112–438 мА/м) и сильномагнитные (825–2740 мА/м). В большинстве штуфов выделяется две компоненты, в незначительном числе штуфов – три. Первая – низкотемпературная – компонента выделяется в интервале от 100 до 400°С. Ее направление близко к направлению современного поля. Вторая – среднетемпературная компонента – выделяется от 200 до 580°С (наиболее часто – от 440 до 540°С), носителем ее, судя по величине блокирующих температур, является магнетит.

В ряде случаев, в интервале температур 540–590°С, выделяется более высокотемпературная компонента, направление которой хаотически распределено на сфере. Среднетемпературная компонента была выделена на 28 штуфах, она обладает прямой и обратной полярностью. Выделенные направления среднетемпературной компоненты (рисунок) приведены в таблице. Результаты тестирования свидетельствуют о ее доскладчатом возрасте (таблица). Максимальное значение кучностей достигается при 100%-ном распрямлении пластов. Основная полярность выделенной компоненты условно обратная, 20% образцов намагничены прямо (?). Тест обращения положительный. Так как основной этап

складчатости приходится в данном районе на середину аренига, то возраст данной намагниченности не может быть моложе начала раннего ордовика.

Таким образом, во время намагничивания изученные породы находились в приэкваториальных широтах (палеоширота $\varphi^\circ = -0,4$, ошибка ее определения $\delta\varphi^\circ = 4,2$).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект №98-05-64888).

Литература

1. Миколайчук А.В., Куренков С.А. и др. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 1997. №6. С. 16–34.
2. Афимова З.И., Дворова А.В. и др. Офиолиты Байсабинского массива и их значение в реконструкции палеоокеанических структур (Северный Тянь-Шань) // ДАН. 1996. Т. 351, № 1. С. 81–84.

Л.И.Демина, С.С.Козлов¹

Палеотектонические условия формирования перидотитов массива Нурали (Южный Урал)

Массив Нурали расположен в зоне Главного Уральского разлома. Западный контакт перидотитов с докембрийскими толщами хребта Урала представлен тектоническим нарушением, круто падающим на восток. На восточном контакте в основании массива залегает толща полимиктового меланжа. Установлена следующая последовательность разновидностей перидотитов: шпинелевые лерцолиты; плагиоклазовые лерцолиты; гарцбургиты; дуниты; дуниты, верлиты, пироксениты (полосчатый комплекс). Для лерцолитов характерна ориентированная текстура, обусловленная неравномерным распределением пироксенов, плагиоклаза и шпинели и подчеркивающая складки размером от 3–5 до сотен метров с полого погружающимися на ЮЗ шарнирами. В гарцбургитах полосчатость выражена чередованием участков с различным процентным содержанием энстатита, в дунитах – вытянутыми обособлениями хромита. В полосчатом комплексе обычны складки с погружающимися на В, ЮВ под углами в 60–70° шарнирами. В лерцолитах устанавливаются интенсивные деформации пироксенов и оливинов, процессы перекристаллизации с образованием нескольких генераций пироксенов и шпинелей. Наблюдаются также процессы дифференциации вещества с

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

обособлением лейкократовых, вплоть до состава оливинового габбро, шлиров и приуроченность их к шарнирам складок. Считается, что вышеперечисленные толщи перидотитов слагают единый, моноклинально построенный разрез, при этом лерцолиты залегают в его нижней части. Дунит-гарцбургитовая серия, разделяющая лерцолиты и полосчатый комплекс, относится к реститовой зоне по отношению к полосчатой серии, которая формировалась из отделившегося расплава [3]. Полученные нами данные позволяют по-иному трактовать тектоническое строение массива Урала.

Как показали наши исследования, химический состав лерцолитов в пределах массива Урала крайне неравномерен. Наиболее глиноземистые из них близки по составу к недеплетированной континентальной мантии, пиролиту и перидотитам начальной стадии раскрытия океанических рифтов. В то же время, в лерцолитах имеются участки с очень низкими содержаниями Al_2O_3 , характерными для перидотитов, как COX, так и зон субдукций (рис. 1,а). Наиболее магнезиальные породы массива приближены по составу к недеплетированной континентальной мантии (рис. 1,б). В этой связи большое значение имеет находка аваруита ($Co_{0,02} Ni_{0,68} Fe_{0,3}$) (рис. 2). Аваруит встречается преимущественно в каменных метеоритах и очень редко в земных условиях [1]. Присутствие аваруита свидетельствует о том, что первичное минералообразование в лерцолитах происходило в сильно восстановительных условиях в пределах континентальной мантии, поскольку железо и никель находятся в самородном состоянии.

Температуры равновесной кристаллизации пироксенов оцениваются в 900–980°C (см. рис. 1,в). Центральные части зерен кристаллизовались при более высоких температурах, чем краевые. Наиболее высокие температуры зафиксированы для пары гиперстен–клинопироксен из структуры распада твердого раствора пироксенов (980–970°C), следовательно, первоначальные температуры кристаллизации пироксенов были еще выше. Наиболее глиноземистые энстатиты I генерации массива Урала близки к ортопироксенам пиролита, перидотитов начальных стадий раскрытия океанических рифтов и COX, менее глиноземистые II генерации фиксируют обстановку COX (см. рис. 1,г).

Клинопироксены в перидотитах также различаются по составу. Первичные крупные зерна и ламели из структуры распада твердого раствора пироксенов более глиноземистые ($Al_2O_3=4,27-3,1$ мас.%). Мелкие зерна клинопироксена содержат 1,65–1,95 мас.% Al_2O_3 .

Поскольку глиноземистость пироксенов зависит от глубины их образования, очевидно, что минераообразование в перидотитах массива Урала протекало неоднократно и на разных глубинах.

Содержание форстерита в оливине для одной части образцов лерцолитов фиксирует обстановку преокеанического рифта, для другой – пассивной континентальной окраины и COX. Содержания форстерита в оливинах дунитов однозначно свидетельствует об их образовании в обстановке над зоной субдукции (см. рис. 1,д).

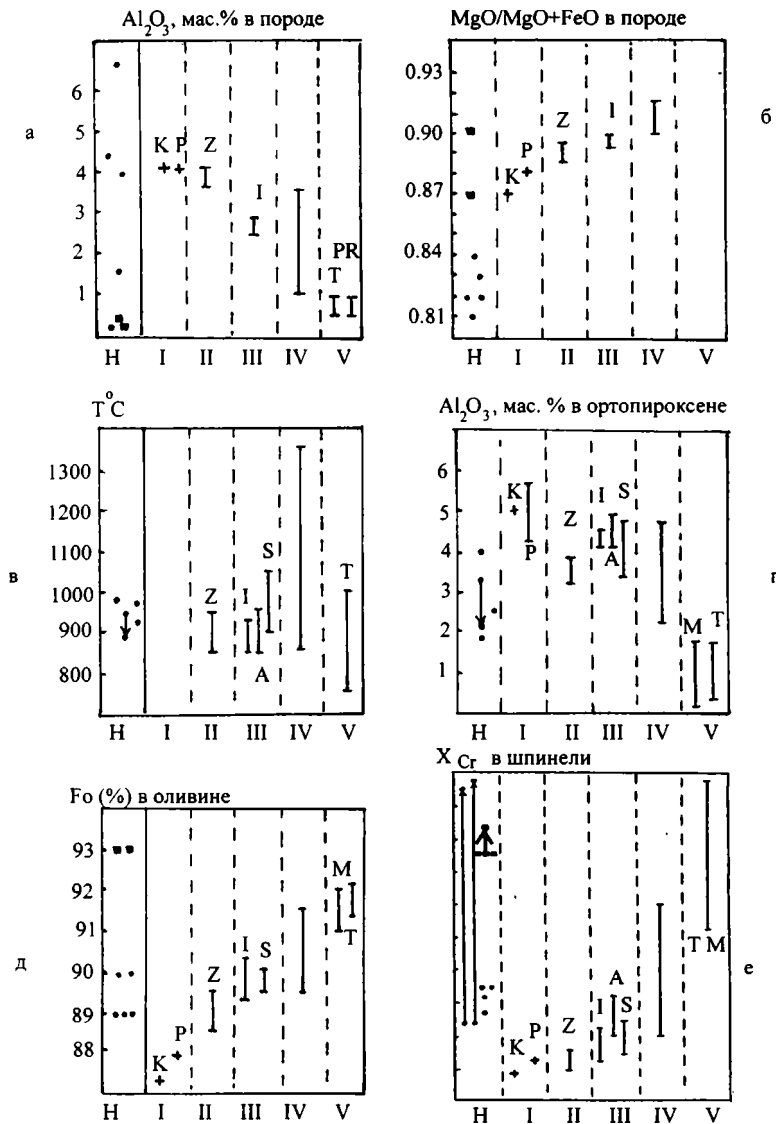


Рис. 1. Температуры кристаллизации и особенности состава перидотитов и минералов массива Нурали в сравнении с перидотитами разных геодинамических обстановок.

Н – перидотиты Нурали. I–V – геодинамические эталоны перидотитов [4]: I – недеPLETED мантии континентов (К) и пиролита (Р), II – начальных стадий раскрытия океанического рифта (о-ва Забаргад в Красном море), III – пассивных

океанических окраин (I – Иберийская, А – Австралийская, S – Шпицберген), IV – зрелых океанических бассейнов (Срединно-Атлантический хребет), V – зон субдукции (Т – Тонга, М – Марианская, РР – Пуэрто-Рико). Стрелками показано изменение состава в зональных зернах. Точки – лерцолиты, квадратики – дуниты.

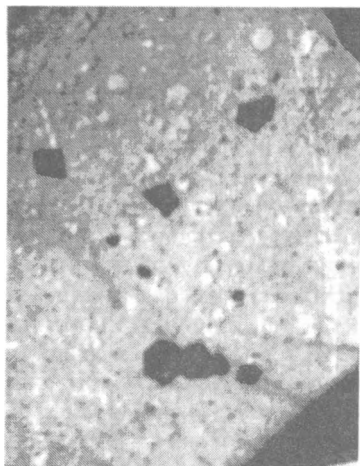


Рис. 2. Серпентинизированное зерно оливина в шпинелевом лерцолите с включениями высокоглиноземистой шпинели (черные зерна в верхней части фотографии) и аваруита (цепочка зерен). Шлиф 13 из коллекции С.С.Козлова, николи II, 35.

В аваруитовых лерцолитах идиоморфные зерна шпинели имеют минимальную хромистость ($X_{Cr}=0,24-0,27$). Часто они окружены каймой низкоглиноземистой шпинели с $X_{Cr}=0,93-0,98$. Также встречаются ксеноморфные зерна шпинели с $X_{Cr}=0,35$. Хромистость шпинелей из плагиооклазовых лерцолитов равна $0,32-0,37$. Шпинели дунитов очень резко отличаются высокой хромистостью ($X_{Cr} = 0,76$), низкой глиноземистостью. По ним часто развивается кайма магнетита. Согласно критериям С.А.Паланджяна [2], изученные лерцолиты образовались либо в обстановке СОХ, для которой X_{Cr} в шпинелях меняется от 0,11 до 0,42, либо в пределах пассивных окраин в период ранних стадий раскрытия океанов (X_{Cr} в шпинелях = 0,10–0,33), а дуниты – в пределах островных дуг на развитых стадиях развития, когда хромистость шпинелей колеблется в пределах от 0,60 до 0,90. На диаграмме Э.Бонатти и П.Майкла устанавливаются те же закономерности (см. рис. 1,е).

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Лерцолиты массива Нурали претерпели длительную, многоэтапную эволюцию. В структурах, текстурах и химическом составе пород и ми-

нералов из них отразились процессы деформации и перекристаллизации недеплетированных аваруитовых лерцолитов первичной континентальной мантии, образовавшихся в резко восстановительной среде, сначала в обстановке СОХ, а затем над зоной субдукции.

2. Дуниты и гарцбургиты массива Нурали образовались в геодинамической обстановке над зоной субдукции.

3. В ультраосновном массиве Нурали пространственно совмещены перидотиты, образовавшиеся в разных палеотектонических условиях и имеющие разную геологическую историю. В пользу этого вывода свидетельствуют также структурные данные. На геологических разрезах перидотитового комплекса массива Нурали всеми исследователями показывается различная ориентировка осевых поверхностей складок: субгоризонтальная в лерцолитах; субвертикальная в гарцбургитах, дунитах и полосчатом комплексе.

Литература

1. Миловский А.В., Кононов О.В. Минералогия. М., МГУ, 1982. 311 с.
2. Паланджян С.А. Петрохимические типы перидотитовых комплексов офиолитов в различных геодинамических обстановках. Автореф. дис. ...докт. геол.-минер. наук. М., 1991. 52 с.
3. Савельева Г.Н., Денисова Е.Л. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника, 1983, №2. С. 42–57.
4. Bonatti E., Michel P.J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones // Earth and Planetary Science Letters, 91, 1989. P. 270–311.

Н.Л.Добрецов¹

Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации

В складчатых областях разного возраста широко распространены аккреционно-субдукционные комплексы, важной составной частью которых являются чешуи или меланж с блоками пород высоких давлений – низких температур. Среди них выделяются два крайних типа:

1) глаукофансланцевые или глаукофанзеленосланцевые, по составу metabазитовые или метаграувакковые, обычно ассоциируются с офиолитами или представляют метаофиолиты;

2) эклогит-сланцево-гнейсовые, по составу породы континентальной коры (осадки + гнейсовый фундамент), обычно без офиолитов.

По совокупности данных первые возникают чаще всего в результате столкновения островных дуг и подводных гор и извлекаются из зон субдукции с глубин не более 30–50 км ($P=10\text{--}15$ кбар). Комплексы второго типа возникают при столкновении микроконтинента и островной дуги,

¹ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

когда фрагменты утонённого края микроконтинента извлекаются (эксгумируются) из зон субдукции с глубины, превышающей часто 100 км (Р до 40–50 кбар).

Модели метаморфизма в зонах субдукции описаны во многих работах. Модель эксгумации, сформулированная [1, 2], описывается величиной максимальной скорости эксгумации $U_{\max} = \frac{P h_0}{2 \eta l}$, где Р – стресс (или избыточное над литостатическим давление); h_0 и l – размеры аккреционного клина, η – вязкость вещества в клине. Анализируется геологическое значение этих параметров и их комбинация, когда U_{\max} больше или равна скорости субдукции. Рассмотрение дополнительных факторов (избыточная плавучесть, затухание со временем, влияние наложенных, более поздних процессов) проводится на примере хорошо изученных примеров (Кокчетавский комплекс в Сев. Казахстане, Максютковский на Урале, Дора-Мэйра в Альпах, меланжевые комплексы на Алтае).

Литература

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Динамика зон субдукции: Модели формирования аккреционного клина и подъема глаукофановых сланцев и эклогитов // Геология и геофизика. 1991. №3. С. 4–20.
2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск.: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.

К.А.Докукина¹

Коллизионная система Западного Прибайкалья: соотношения синметаморфических гранитных жил и мраморного меланжа

В структуре коллизионной системы каледонид Ольхонского региона установлены три структурных парагенезиса, последовательно сменявших друг друга: покровный, купольный и сдвиговый. Все они сопровождались формированием жил гранитоидов, особенно многочисленных в связи со сдвиговым тектогенезом. С этими же эпизодами синхронны этапы формирования специфического синметаморфического мраморного меланжа. Соотношения гранитов и меланжа детально исследовались на участке Нутгей (амфиболитовая фация метаморфизма). Вмещающие породы представлены здесь многократно деформированными силикатно-карбонатными гнейсами, кварцитами, мраморами, метагипербазитами. Они пересекаются многочисленными субсогласными или дискор-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

дантными телами гранитоидов и меланжа (матрикс – мраморы, обломки – силикатные породы местного происхождения).

Между собой гранитоиды и меланж обнаруживают весьма необычные контакты. В одних случаях жилы гранитов пересекают горизонты мраморов и в контактовых зонах здесь присутствуют гранатовые скарны (их мощность – 1–30 см). В других – активными оказываются мраморы, образующие дайкоподобные тела, протрузивно внедренные в граниты. Если в карбонатном матриксе удастся наблюдать обломки силикатных пород, то не остается сомнений в том, что здесь мы имеем дело уже не с седиментогенным мрамором, а с меланжем. Трудность заключается, однако, в том, что такие обломки обнаруживаются не повсеместно и поэтому увидеть разницу (по формальным признакам) между генетически различными породами, имеющими один и тот же состав, не всегда удается. Структурные соотношения, вместе с тем, позволяют получить точную информацию. В докладе на конкретном материале демонстрируются такие типы контактов:

- 1) граниты прорывают мраморы первично осадочных горизонтов;
- 2) мраморы выжимаются из первичных горизонтов и протрузивно внедряются в горизонты других пород и в граниты;
- 3) меланж (мраморный матрикс и обломки силикатных пород) внедряется в граниты в виде протрузий; иногда в таких случаях граниты присутствуют в обломках меланжа;
- 4) граниты прорывают только что возникший меланж, в составе обломков которого они сами же и присутствуют (видимо, это граниты более ранних фаз внедрения).

Такие необычные, на первый взгляд, типы контактов установлены и в других частях территории и на самом деле являются широко распространенными. Практически во всех случаях они «привязаны» к этапам коллизионного сдвигового тектогенеза, сформировавшим картируемую в региональном плане структуру территории.

В.А.Дубровский, В.Н.Сергеев¹

Кольцевые тектонические структуры

Кольцевые структуры представляют собой не менее значимое и представительное явление, чем квазилинейные рифтовые и горные. Для этого достаточно хотя бы взглянуть на рельеф дна Тихого океана с его многочисленными гайотами. К тому же, в наше время, благодаря космическим снимкам распознаются все новые кольцевые тектонические образования различных размеров. Поэтому логично предположить, что гене-

¹ Институт динамики геосфер (ИДГ) РАН, Москва, Россия

зис кольцевых и линейных тектонических структур должен иметь общую основу, общий физический механизм, если отвлечься от частных, хотя, может быть, и важных региональных деталей. Таковой механизм в верхней мантии реален пока один: неустойчивость в системе литосфера-астеносфера с инверсией плотности.

В силу инверсии плотности в системе литосфера-астеносфера облегченный материал астеносферы стремится подняться, а тяжелый материал литосферы опуститься. Однако такой тенденции ликвидировать инверсию плотности препятствует упругая жесткость литосферы (наличие статического упругого модуля сдвига). Борьба двух противоположных сил (сил упругости и архимедовых сил подъема легкого и опускания тяжелого материала) приводит, как показывают физико-математические оценки, к существованию литосферных возмущений в неустойчивом равновесии с определенным латеральным размером, зависящим от упруго-плотностных параметров системы литосфера-астеносфера [1, 2]. Этот размер таков, что возмущения с большими размерами развиваются как необратимые тектономагматические явления, а возмущения с меньшими размерами превращаются в тектонические волны.

Такой механизм тектонических движений был разработан и достаточно обоснован для квазилинейных структур [1]. Однако оказывается, что он действует одинаково успешно и в случае другой симметрии – круговой, приводя к кольцевым структурам [3]. Именно круговые структуры образуются при подъеме облегченного материала астеносферы или опускания тяжелого литосферного материала в виде отдельностей, а не в виде протяженных валов квазилинейных структур. При этом общие условия развития возмущений в том и другом случае одинаковы.

Одинаковы и соотношения амплитуд смещений верхней и нижней границ литосферы. Но латеральная зависимость смещений и напряжений в литосфере для круговых структур другая, чем в случае линейных: их амплитуда уменьшается быстрее с ростом расстояния от оси структуры. Это объясняется простой геометрией – вертикальные и горизонтальные смещения в центре круговой структуры перераспределяются с увеличением расстояния по все большей площади в соответствии с законом сохранения вещества, а потому и уменьшаются обратно пропорционально расстоянию.

Необходимо отметить, что кольцевая структура с подъемом легкого материала в центре может преобразовываться при дальнейшем развитии неустойчивости в вулканическое сооружение. Поскольку в случае круговых структур развитие неустойчивости может реализовываться как в виде подъема, так и в виде опускания материала в центре, появляется интересная возможность интерпретации загадочных тектонических образований – трубок взрыва как круговых возмущений с опусканием на начальном этапе материала коры и литосферы в центре: вулканы наоборот.

Здесь может быть уместна аналогия с образованием воронки в ванне при сливе воды. В данном случае коровое вещество может засасываться

в глубинные горизонты как следствие опускания мощного литосферного корня в более легкую астеносферу из-за наличия инверсии плотности. И уже при дальнейшем развитии может иметь место подъем по центру глубинного вещества в координации с общим региональным воздыманием. Такое воздымание может быть следствием нарушения квазиравновесия из-за отрыва мощного литосферного корня, образующегося в соответствии с условием изостатического равновесия [4] в системе литосфера–астеносфера с инверсией плотности. Предлагаемая интерпретация совместима с рядом геолого-геофизических данных. Схема развития неустойчивости при наличии инверсии плотности в виде кольцевых структур (и, конечно, в виде квазилинейных образований) [1–3] является, по существу, линеаризацией нелинейной задачи о конвективной неустойчивости. Линеаризация заключается в том, что инверсия плотности задана априори фиксировано так, что обратное влияние тектонических движений на степень инверсии плотности не рассматривается в рамках физико-математической постановки (но не на логически формальном уровне). Задача же в полной нелинейной постановке естественным образом оказывается связанной с задачей о кольцевых структурах в виде вихревых движений.

При этом следует различать два вида вихревых процессов, характеризующихся наличием не равных нулю локальных вращений. Один – конвективно-подобный, когда кольцевые структуры представляют собой отдельные ячейки, в центре которых вещество поднимается или опускается (в зависимости от упруго-плотностных и вязких свойств коры и литосферы и характера их зависимости от температуры). По мере дальнейшего локального развития неустойчивости процесс зачастую переходит в вулканический.

Этот вид вихревого процесса представляет собой, с физической точки зрения, передачу тепла с нижней нагретой границы посредством движения вверх прогретого материала и одновременно прогревания другой порции материала, замещающего предыдущий и движущегося вдоль нижней границы. Этот самосогласованный, нелинейный конвективный механизм, зависящий от противоборства вязкости и прогревания вещества, может не учитывать другое нелинейное явление: собственно локальную генерацию вихрей и их перенос от одной точки пространства к другой. Общий физический механизм круговых и валковых конвективных тектонических движений практически одинаков и преобладание той или иной симметрии зависит от деталей поведения упруго-плотностных свойств: имеются расчетные и лабораторные результаты, говорящие о том, что характер зависимости вязкости от температуры может кардинально изменить характер конвективного режима.

Так, если вязкость падает с увеличением температуры, то в центре круговой конвективной ячейки вещество поднимается, а при противоположной температурной зависимости вещество будет опускаться в центре ячейки [5]. Более того, выявлено теоретически и экспериментально, что

наличие зависимости вязкости от температуры приводит к стабилизации ячейистой конвекции наряду с валковой, т.е. круговые и валковые (линейные) структуры могут существовать, равноправно сменяя друг друга во времени и в пространстве при изменении интенсивности конвективных движений, а также начальных и граничных условий [5]. Так что численные расчеты на ЭВМ конвективных движений не могут адекватно описывать реальность (кроме факта начала конвективной неустойчивости), если при этом не учтены детали зависимости упруго-плотностных параметров от температуры.

Следовательно и подходить к результатам численного моделирования следует с осторожностью и только с оценочных позиций, когда это касается деталей картины конвективных движений. При наличии круговых горизонтальных смещений в дополнение к горизонтально-радиальным и вертикальным, линии смещения частиц вещества при таком виде вихревых движений могут представлять собой спирали. Другой вид вихревого процесса приводит к образованию отдельных вихрей типа атмосферного торнадо. В противоположность первому при этом основную роль играют явления собственно генерации вихрей в каждой точке за счет деформации среды.

Такой вихревой процесс представляет собой спиральное движение частиц среды вдоль и вокруг направления главного деформационного растяжения и менее зависит от степени теплопроводности среды. Таким способом происходит перенос тепла в верхние слои вместе с частицами вещества так, что явления теплопроводности играют более второстепенную роль: тепло максимально быстро выплескивается вверх вместе с веществом вдоль спиралеобразных линий тока. Одинаково вероятно и вихревое движение холодного вещества вниз. Этот второй тип вихревого процесса при большей связи тепловой энергии с веществом является более интенсивным и реализуется в более контрастных энергетических условиях. Именно в этих условиях и развивается наиболее энергичный вертикальный перенос тепла с образованием мощных и обширных восходящих или нисходящих вихревых образований.

С этой точки зрения можно было бы проинтерпретировать провальные процессы в Южном Каспии, в западной, средней и восточной частях Черного моря, а также в Восточном Средиземноморье как нисходящие движения с возможными вихревыми элементами, инициированные опусканием тяжелого литосферного материала в более легкий астеносферный. На наличие мощного литосферного корня указывают отрицательные изостатические аномалии в соответствии с общей концепцией квазистатического равновесия при развитии неустойчивости [4]. Интенсификация неустойчивости может привести к неизбежному появлению вихревых компонентов из-за засасывания поверхностного корового материала опускающимся мощным литосферным корнем.

Какова при этом роль каждого из обсуждающихся двух типов вихревых процессов пока определить сложно без привлечения ряда дополни-

тельных наблюдательных данных. Можно полагать, что оба типа вихревых процесса дополняют и заменяют друг друга в различных энергетических условиях. Один, конвективно-подобный, с ячеистой или валковой структурой имеет место в слабо или умеренно закритичных неустойчивых областях и регулируется вязкостью и теплопроводностью через число Релея.

Другой, турбулентно-подобный, развивается в случае сильно закритичной неустойчивости в виде отдельных больших или системе меньших, относительно самостоятельных, квазиколецевых вихревых образований, причем прямое влияние вязкости и теплопроводности мало (очень большие числа Релея).

Литература

1. Дубровский В.А. Механизм тектонических движений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. №1. С. 25–38.
2. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Физика тектонических волн // Физика Земли. 1997. №10. С. 95–96.
3. Дубровский В.А. Физико-математические модели верхних оболочек Земли и сверхглубокое бурение // Разведка и охрана недр. 1991. №8. С. 3–7.
4. Дубровский В.А., Сергеев В.Н., Фуис Г.С. Обобщенное условие изостазии // ДАН. 1995. Т. 342, №1. С. 105–107.
5. Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1972. 392 с.

А.С.Егоров¹

Модель глубинного строения коллизионного орогена уральского типа

Систематика коллизионных орогенных поясов, сформированных в результате взаимодействия континентальных плит, предусматривает выделение двух главных типов – альпийского и гималайского. Основные различия между ними сводятся к особенностям состава и структуры наиболее приподнятых аллохтонов: в Гималаях они представлены нематаморфизованными офиолитами и породами аккреционного комплекса; в Альпах мощные (до 15 км) аллохтоны принадлежат перекрываемому континенту, слагающий их материал локально метаморфизован и смят в складки [4].

Модель глубинного строения асимметричного коллизионного орогена

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

уральского типа, параметры которого обоснованы автором в ходе исследований по геотраверсам России, отражает свойства как гималайского, так и альпийского типов. Отличительной особенностью орогена является участие в коллизионном взаимодействии континентальных плит энсиматической островной дуги, которая вместе с образованиями океанической коры формирует основной объем сутурной зоны. В строении верхней коры коллизионных орогенов устанавливается четкая зональность, для которой использованы категории геосинклинальной терминологии: форланд–континент на поддвигающейся плите; хинтерланд – континент на перекрывающей плите. В осевой части выделяется мощная сутурная зона.

Геолого-геофизическое моделирование коллизионных орогенов опирается на такие особенности их глубинного строения и геофизического проявления, как: литосферный уровень организации, который проявляется аномальным строением верхней мантии; утолщение коры с формированием «корней гор»; асимметрия подошвы коры с выделением пологого и крутого склонов; широкое проявление в нижней коре высокоскоростного слоя «коро-мантийной смеси»; развитие волноводов, определяющих многослойную структуру континентального основания, заложение глубинных надвигов и крупных тектонических чешуй, перемещенных на значительные расстояния; продольная зональность аномалий гравитационного и магнитного полей.

Для объяснения особенностей глубинного строения коллизионных орогенов Северной Евразии использованы различные механизмы структурно-вещественных преобразований. Многие особенности глубинного разреза коллизионных орогенов объясняются с учетом механизма **обдукции**. С этих позиций дается интерпретация фактам развития образований островодужного и океанического генезиса на значительном удалении от сутурных зон. Для объяснения структуры тектонических деформаций коллизионных орогенов может быть использован механизм **гиперколлизии** [1, 4]. Идея последнего базируется на предположении, что континентальная коллизия редко завершается простым аккретированием континентальных масс: часто в условиях продолжающейся конвергенции происходит пододвигание более древней литосферы под молодую. При этом литосфера расщепляется на легкую верхнюю часть и более тяжелую нижнюю. Первая, с началом коллизионного процесса, обдуцируется; вторая продолжает субдуцироваться.

С помощью этой модели предложено объяснение таких особенностей глубинного строения коллизионных орогенов Урало-Монгольского складчатого пояса как: многоэтажной структуры шарьяжно-надвиговых дислокаций и выступов кристаллического основания в пределах форланда (например, тектонических клиньев раннедокембрийского фундамента в составе Центрально-Уральской зоны); заложение периферических бассейнов, мощность и расслоенность земной коры и литосферной мантии.

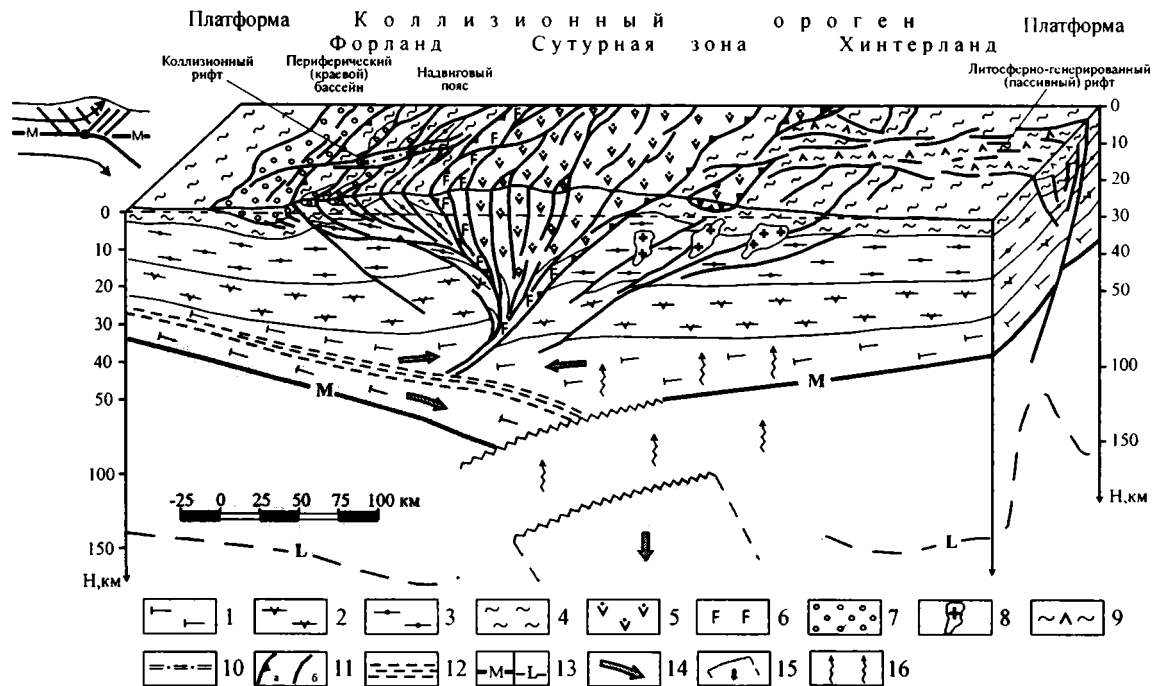
Интенсивный тектонический стресс в зонах коллизии приводит к формированию **тектонической расслоенности** глубинных частей разреза литосферы, которая делится на пластины, испытывающие горизонтальные смещения. Геофизические проявления таких структур (волноводы, зоны повышенной электропроводности) установлены в разрезах Уральской, Алтае-Саянской и других складчатых областей. Весьма актуальна проблема изучения условий локализации очагов коллизионного магматизма. Интересное объяснение характера локализации позднеколлизионного гранитоидного плутонизма может быть найдено при использовании модели **отрыва литосферного слэба**.

Идея последней заключается в допущении, что в условиях гиперколлизии тяжелая субдуцированная часть литосферы сначала последовательно отслаивается, а затем отрывается, увлекая за собой низы литосферы континентальных плит. При этом относительно холодная литосфера заменяется выступом горячей астеносферы, что оказывает влияние на быстрое прогревание коры, региональный метаморфизм и позднеколлизионный магматизм.

Эта модель предлагается автором для объяснения характера локализации позднеколлизионного гранитоидного плутонизма в пределах Уральской складчатой области: интенсивное проявление в зоне хинтерланда (Восточный Урал) при слабом проявлении этого процесса в пределах сутурной зоны и форланда. При моделировании структуры разрывных дислокаций коллизионных орогенов учитывались результаты тектонофизических расчетов полей деформаций для модели гиперколлизии с асимметричным расщеплением субдуцирующей плиты [2, 3]. Эти расчеты показали развитие системы деформаций, состоящей из двух пакетов, каждый из которых падает навстречу друг другу (зарамочное пространство рисунка). При моделировании структур коллизионного рифтогенеза большое значение имеет учет механизма **инденторной тектоники**. Система сдвиговых дислокаций, заложение которых можно объяснить механизмом инденторной тектоники, моделируются автором в пределах восточного обрамления Тимано-Печорского региона и в других структурах Северной Евразии.

Для обоснования предложенной модели автор выполнил геологическую интерпретацию сближенных сейсмических профилей ГСЗ и МОВ-ОГТ, которые пересекают Тагило-Магнитогорскую зону Урала в районе заложения сверхглубокой скважины СГ-4. Моделируемые по этим данным параметры глубинного строения региона согласуются с теоретической моделью коллизионного орогена. В частности, оконтуривается синформа этой сутурной зоны мощностью до 10–12 км, которая перекрывает континентальные окраины Восточно-Европейской и Восточно-Уральской палеоплит с корой континентального типа. Канал сутурной зоны на глубинах от 15 до 50 км – узкий, погружающийся в западном направлении.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-07-90232).



Модель глубинного строения асимметричного коллизионного орогена.

1-3 – мегаслон древней кристаллической коры континентального типа: 1 – нижнекоровый, 2 – среднекоровый, 3 – верхнекоровый; 4-10 – структурно-вещественные подразделения: 4 – осадки пассивных континентальных окраин и чехлов микроплит, 5 – вулканогенные и осадочные образования, 6 – офиолиты, 7 – обломочная моласса периферических бассейнов, 8 – коллизионные плутоны, 9 – терригенные осадки, 10 – аллювиальные озерные осадки и кислые вулканиты коллизионных рифтов; 11 – разрывные нарушения, в том числе, фронтальные надвиги сутурной зоны и надвигового пояса форланда (а); 12 – зоны тектонической расслоенности; 13 – глубинные границы (М – Мохоровичича, L – подошва литосферы); 14 – направление движения литосферных плит в обстановке гиперколлизии и расщепления субдущущей плиты на легкую верхнюю и тяжелую нижнюю части; 15 – оторванный, погружающийся в мантию “литосферный слэб”; 16 – выступ “горячей астеносферы” с активным тепло-массо-переносом.

Литература

1. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: ГЕОКАРТ, 1997. 519 с.
2. *Beaumont C., Fullsack P., Hamilton J.* Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere // *Tectonophysics*. 1994. V. 232. P. 119–132.
3. *Hall J., Quinlan G.* A collisional crustal fabric pattern recognised from seismic reflection profiles of the Appalachian – Caledonide orogen // *Tectonophysics*. 1994. V. 232. P. 31–42.
4. *Sengor A.M.C.* Plate tectonics and orogenic research after 25 years: A Tethyan perspective // *Earth Sci.* 1990. Rev. 27. P. 1–2017.

Е.Ю.Егоров, М.Л.Копп¹

Происхождение и кинематика Приволжско-Ергенинского новейшего уступа

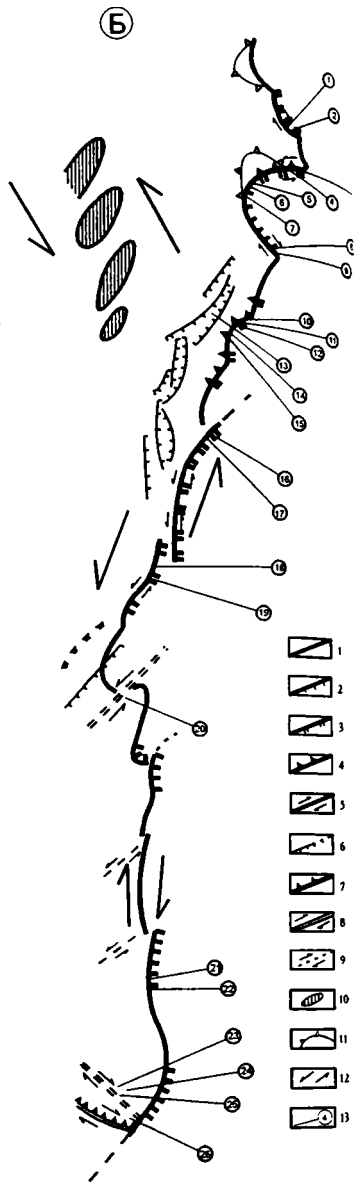
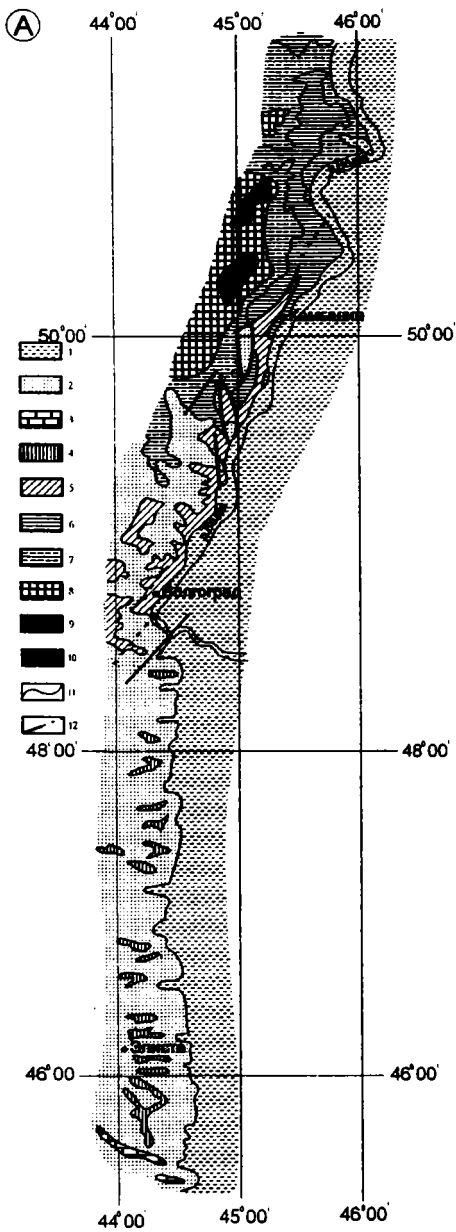
Приволжско-Ергенинский уступ меридионального простирания на западе ограничивает Западно-Прикаспийский плиоцен-четвертичный прогиб от одноименных возвышенностей. Неотектоническая природа последних доказывается и геоморфологическими признаками, которые позволяют рассматривать их в качестве продолжающих друг друга асимметричных горстов или наклонных блоков с крутыми, активно растущими восточными крыльями и очень пологими западными.

И вместе с тем, тектоническая природа и единство этого как будто единого линеаamenta часто подвергается сомнению. Особенно это касается Ергенинского уступа, который большинство исследователей считают чисто абразионным. Анализ последних данных детальной геофизики и бурения показывает, что весь рассматриваемый уступ представляет собой флексурно-сбросовую зону (амплитуда до 200–300 м), где присутствуют многочисленные малоамплитудные разрывы и подошва плиоцена образует резкий перегиб к востоку [1, 3, 6].

О дизъюнктивной природе рассматриваемого линеаamenta свидетельствуют и геометрические признаки, установленные в результате дешифрирования материалов дистанционного зондирования и топокарт: правильная дугообразная конфигурация звеньев линеаamenta, их кулисные сочленения и веерообразные разветвления.

Интересные данные получены авторами в результате мезотектонических наблюдений, включавших массовые замеры зеркал скольжения, жил и стилолитов. Эти наблюдения показали закономерную зависимость кинематики трещин от простирания линеаamenta в каждом кон-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



← Структура Приволжско-Ергенинского уступа

А – геологическая карта. 1 – четвертичные отложения; 2 – плиоцен; 3 – верхний миоцен (сармат); 4 – олигоцен – нижний миоцен (майкопская серия); 5 – эоцен; 6 – палеоцен; 7 – верхний мел; 8 – нижний мел; 9 – верхняя юра; 10 – средняя – нижняя юра; 11 – геологические границы, 12 – разломы. **Б** – структурно-кинематическая схема. 1 – Приволжско-Ергенинский уступ; 2–5 – предполагаемая кинематика Приволжско-Ергенинского уступа, по данным наблюдений трещиноватости: 2–4 – смещение по падению сместителя (2 – наклонный сброс, штрихи – по падению сместителя; 3 – субвертикальный сброс, или врез, двойные штрихи – по падению сместителя; 4 – взброс, треугольники – по падению сместителя), 5 – смещение по простиранию сместителя, сдвиг; 6 – сбросы, установленные по данным геологического картирования (штрихи – в сторону сброшенного крыла); 7–8 – геоморфологические линеаменты, хотя бы частично совпадающие с флексурами, разрывами и другими структурными линеаменентами платформенного чехла; кинематика – по особенностям структурного рисунка: 7 – предполагаемые взбросы, 8 – предполагаемые сдвиги; 9 – геоморфологические линеаменты, предполагаемые сдвиги; 10 – антиклинали восточной части Доно-Медведицкой зоны внутриплитных дислокаций; 11 – контуры периклиналей куполовидных складок Красноармейской (Золотовской) структурной террасы; 12 – направление простого сдвига в горизонтальной плоскости, установленного по особенностям структурного рисунка; 13 – станции наблюдений трещиноватости

кретном месте, что свидетельствует о единстве создавшей всю эту систему деформационной обстановке. Она характеризовалась субмеридиональным направлением оси максимального укорочения, при субширотном – оси максимального удлинения. Кроме того, все имеющиеся данные, включая результаты наших собственных исследований, не позволяют считать этот уступ прямым отражением узких открытых разрывов значительной амплитуды [1, 3, 4].

Гораздо более вероятно, что он соответствует широкой зоне вязкопластической деформации типа флексуры. Возможно, неровности такого рода развиваются при облекании платформенным чехлом более резких разрывов фундамента, однако не исключен вариант, что и на уровне последнего в условиях высоких давления и температуры деформация носит такой же характер. В то же время, учитывая очень молодой (плиоцен-четвертичный) возраст вышерассмотренной структуры [2], возможно, ее следует рассматривать в качестве формирующегося разрыва.

Отдельного объяснения требуют признаки некоторой обособленности Приволжского и Ергенинского сегментов рассматриваемого уступа: снижение последнего по направлению к первому и его возможная вторичная сдвиговая деформация. Возникает впечатление, что активность Ергенинского уступа к северу как бы иссякает и он резко замещается более мощным Приволжским. По нашему мнению, причину этого следует искать в анизотропии геологической среды, создающей неодинаковые возможности для движения блоков, подталкиваемых Аравийской плитой к северу. Особую роль здесь играет ориентированная в северо-восточном направлении древняя западная граница Прикаспийской синеклизы, отделяющая ее от более жесткого Воронежского массива. Она должна служить препятствием для перемещающихся к северо-западу блоков, ограниченных правыми сдвигами, но зато никак не мешает, а, напротив, даже существенно облегчит скольжение вдоль нее блоков по

субпараллельным ей левым сдвигам. В силу этого обладающий правосдвиговой компонентой Ергенинский уступ опирается в эту границу и здесь возникает повышенное сжатие, фиксируемое в Донбассе некоторым новейшим сдвиганием к северу [5]. Блок же, ограниченный на западе Приволжским уступом, может свободно разогнаться к северу, результатом чего является позднемиоцен-четвертичное растяжение запада Прикаспийской впадины. Соответственно главная «инициатива» в этой точке сочленения перешла к Приволжскому уступу, выраженность которого к северу настолько нарастает, а отмирающий Ергенинский уступ был подвернут в зоне более активного левого сдвига (рисунок).

По мнению авторов, Приволжско-Ергенинский уступ образовался в альпийском поле напряжений и его, вероятно, следует считать одним из наиболее северных отголосков давления Аравийской плиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 96-05-65870, 97-07-90074 и 99-05-65366).

Литература

1. Богданова С.В., Вайнер М.И., Петренко А.С., Эдуардова Л.Н. Выявление структурных особенностей разломов Волго-Уральской области математическими методами // Геотектоника. 1980. №6. С. 34–41.
2. Иосифова Ю.И. Миоцен Окско-Донской равнины // М.: Наука, 1977. 248 с.
3. Капустин И.Н. Глубинное строение Нижнего Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 5. С. 21–32.
4. Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Зарицков А.А. О происхождении Приволжско-Ергенинского новейшего уступа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. №4. С. 21–37.
5. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах) // М.: Недра, 1983. 280 с.
6. Мокиенко В.Ф., Молодженков В.А., Осколков И.В. Тектоническое районирование Волгоградской области // Геология, разработка и эксплуатация нефтяных месторождений. Волгоград, 1993. С. 8–28.
7. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ) // Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 4. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. №5. С. 39–66.

В.А.Зайцев¹

Характер распределения молодых структурных неоднородностей и их кинематика территории Печенгской впадины и ее обрамления

Изучение характера распределения относительно молодых структурных неоднородностей территории Печенгской впадины и ее обрамления

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

проводилось методами статистического анализа трещиноватости. В рамках данной работы были рассмотрены смещения по трещинам (различной кинематики) на фоне общего изучения распределения трещиноватости в структурно однородных объемах.

Подобный подход позволяет: оценить характер распределения структурных неоднородностей в объеме, основываясь на принципе самоподобия, определить кинематику смещений для некоторых из выделенных неоднородностей и, наконец, дать динамическую интерпретацию выявленной кинематической картине перемещений. Такая интерпретация традиционно основывается на представлении о квадрантах сжатия и растяжения, располагающихся закономерным образом относительно плоскости сместителя и размещенного на нем векторе перемещения, причем рассматривается совокупное распределение квадрантов в относительно однородном объеме. Затем проводится графический расчет характера ориентировки осей сжатия и растяжения, удовлетворяющего всю совокупность выявленных смещений.

При таком подходе необходимо быть уверенным, что обнаруженные борозды скольжения образовались в результате воздействия, во-первых, одного поля напряжений, а во-вторых, представляют собой объемную кинематическую картину взаимного перемещения блоков в этом поле. В противном случае возможно получение ошибочных результатов.

В данной работе проводилась предварительная разбивка выявленных смещений на системы, являющиеся заведомо разновозрастными. Установить, какие перемещения внутри изучаемого объема являются заведомо одноактными, удастся благодаря закономерному изменению положения вектора перемещения на плоскости сместителя, в зависимости от ориентировки данной плоскости в пространстве. Для каждой из этих систем определялось местоположение осей сжатия и растяжения, а затем проводилась интерпретация полученных систем перемещений либо как одноактных, если они увязывались в общую кинематическую схему, либо как разновременных. Такой подход предлагается называть дифференцированным.

Обработка собранного материала для территории Печенгской впадины и ее обрамления позволила сделать ряд выводов.

Распределение трещиноватости в пределах протерозойских отложений Печенгской впадины и более древнего архейского обрамления заметно отличаются друг от друга, что свидетельствует о принципиально различной геодинамической обстановке на момент их образования.

Замеры трещиноватости в пределах Печенгской впадины для пород разного возраста и состава дают однотипный характер распределения, что можно трактовать как результат воздействия относительно более молодого, наложенного на древние структуры регионального поля напряжения.

Анализ борозд скольжения позволяет говорить как о наиболее типичном для Печенгской впадины о сдвиговом характере поля напряжений с

активным (?) растяжением северо-восточной ориентировки при относительном сжатии в северо-западном направлении и вертикальном положении промежуточной оси.

Северное обрамление Печенгской впадины было изучено на участке побережья залива Варангер-фьорд от Печенгской губы до бухты Долгая Щель. Породы, слагающие данный участок побережья, являются обрамлением Печенгской структуры и, предположительно, ее основанием. Для данной территории рассматривались диаграммы распределения трещиноватости, а также изменения полей напряжений, приведенных к смещениям по отдельным трещинам в древних архейских комплексах амфиболовых гнейсов, в биотит-гранатовых и глиноземистых гнейсах. Отдельно анализировались дайковые комплексы преимущественно базитового состава.

Сводные стереограммы плотности трещин показывают, что в целом по рассматриваемому району преобладают системы крутых (субвертикальных) трещин и система горизонтальных трещин. Характер распределения трещин достаточно сложный. На каждой стереограмме можно выделить от 6 до 10 максимумов трещиноватости, причем местоположение этих максимумов индивидуально для каждой стереограммы. Такой вид графиков может свидетельствовать либо о чрезвычайно сложном поле напряжений, существовавшем в момент образования трещин, либо о значительных блоковых деформациях после образования трещин. Второе предположение, представляется более вероятным.

Изучение характера трещиноватости и распределения борозд скольжения в отдельных точках и сопоставление их друг с другом, позволяет подметить ряд весьма любопытных закономерностей.

Характер трещиноватости в диабазах близок к тому, что выявляется в гнейсах, существенным отличием является лишь отсутствие одной системы трещин, но именно этой системе соответствуют ориентировки самих даек. Подобное распределение трещиноватости может свидетельствовать:

а) о сравнительно древнем (либо унаследованном?) возрасте трещинообразования, сопоставимом с возрастом внедрения системы даек метабазитов, комагматичных вулканитам Печенгского комплекса;

б) что дайковый комплекс внедрился по системе трещин, хорошо выраженных в максимуме трещиноватости вмещающих пород, и именно поэтому эта система отсутствует в самих дайках.

Исследование кинематических характеристик трещиноватости показало наличие нескольких систем смещений разной кинематики. Предположительно выявленные системы парагенетически взаимосвязаны друг с другом и соответствуют картине трещиноватости второго порядка в связи с правосторонним сдвигом.

Работа выполнена благодаря финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Интеграция» (РАН и ВУЗов) и программы «Университеты России».

Детальные структурно-кинематические реконструкции для новейшего этапа. Методика и результаты (на примере Северо-Карельской зоны Балтийского щита)

В настоящее время представляет интерес выделение в пределах платформ признаков неотектонических деформаций, имеющих не только вертикальную, но и горизонтальную компоненту (объемных, трехмерных деформаций) [1].

Северо-Карельская зона расположена на Балтийском щите на границе Беломорского и Карельского мегаблоков земной коры (I, II на рисунке), характеризуется повышенной (по сравнению с окружающими районами) деформированностью пород. Сложена зона нижнепротерозойскими, метаморфизованными, преимущественно вулканогенно-осадочными породами, образующими ряд сложно построенных, сильно сжатых синклинальных структур (крупнейшей из которых является Кукасозерская) (III на рисунке) и генерализовано образует дугу, выгнутую в северном направлении [2]. На флангах дуги расположены крупные разрывы (V на рисунке), перед фронтом зоны и внутри зоны выделяются надвиги, конформные дуге зоны и падающие в южном румбе (IV на рисунке). В целом, можно представить себе строение массива пород, включающего Северо-Карельскую зону, как выступ или козырек Карелиды, надвинутый и вдвинутый в Беломорию. Рельеф района преимущественно денудационный, сравнительно более высокий, чем в окружающих районах, что косвенно свидетельствует о повышенной неотектонической активности зоны [3].

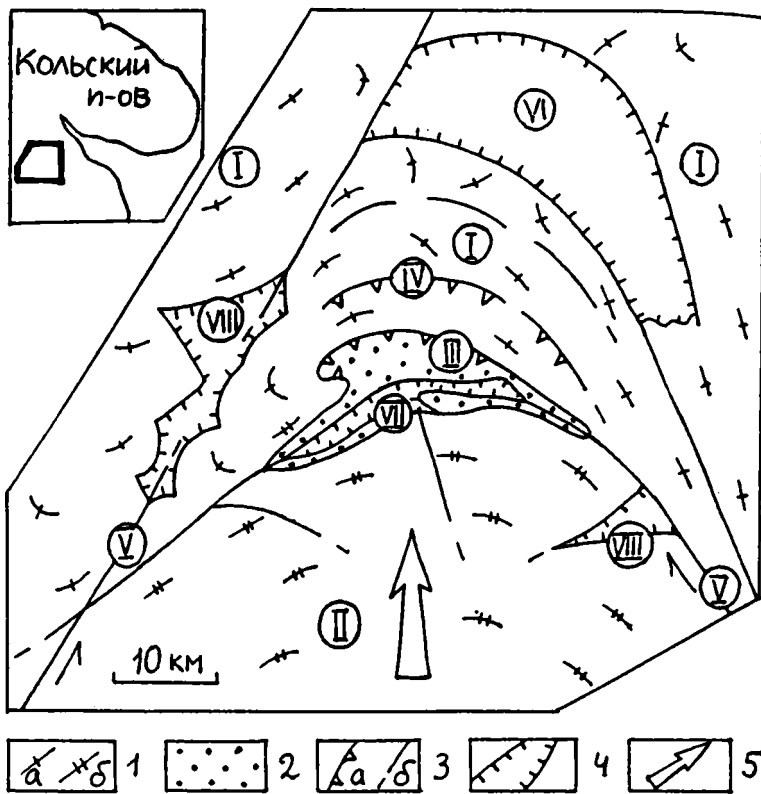
Для выявления трехмерных неотектонических деформаций принимается следующий методический подход, разработанный автором для восточной части Балтийского щита на базе известных методов.

1. Выделение неотектонически обусловленных форм рельефа – морфоструктур. Производится сопоставление высотных отметок элементов рельефа, литолого-прочностных свойств пород и направленности денудационных процессов, в частности, – экзарации [4 и др.]. Выявляются геоморфологические аномалии, имеющие неотектоническую предопределенность. Анализируются ландшафтные особенности территории для выявления позднеголоценовых движений.

2. Сопоставление рисунка морфоструктур (в плане, с учетом строения на глубину) с геологическими структурными парагенезами, установление закономерных сочетаний.

3. Анализ этих сочетаний с позиций достижений структурно-парагенетического и структурно-геоморфологического анализов, полу-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Структурно-кинематическая схема, отражающая основные черты новейшей подвижности района Северо-Карельской зоны

1 – сланцеватость в гранито-гнейсах: а – Беломорского мегаблока, б – Карельского мегаблока; 2 – нижнепротерозойские толщи; 3 – разрывы: а – надвиги и взбросы; б – остальных типов; 4 – неотектонически обусловленные депрессии; 5 – направление движения горных масс

ченных в тектонически сравнительно активных районах и по результатам моделирования [5, 6 и др.]. Строятся структурно-кинематические схемы, отражающие геодинамическое развитие горных масс на неотектоническом этапе.

По результатам детальных полевых исследований и анализу картографических и дистанционных материалов был установлен ряд морфо-структурных особенностей района Северо-Карельской зоны (в основном, ее центральной, Кукаозерской, части), отражающих ее неотектоническую подвижность.

Депрессия оз. Ковдозеро, располагающаяся перед надвиговым фронтом севернее Северо-Карельской зоны и конформная ему, является

преднадвиговой и свидетельствует об активизации процессов надвигания всей зоны в северном направлении (VI на рисунке). Изгибы долин ручьев вдоль разрыва на левом фланге зоны отражают новейшее левое сдвигание. Грабеновидная депрессия оз.Ципринга, пересекающая сложную интрузию гипербазитов поперек, свидетельствует о растягивании пород на фланге зоны вдоль разрыва. Цепочка кулисно расположенных озерных депрессий, не связанная с препарировкой субстрата, позволяет судить о правосдвиговых деформациях на правом фланге Кукасозерской структуры. Вдоль разрывов на обоих флангах зоны расположены депрессии, которые по своему положению и форме могут быть рассмотрены как неотектонические, присдвиговые (VIII на рисунке). К ядерной части Кукасозерской синклинали приурочена депрессия оз.Кукас (VII на рисунке), которая свидетельствует об активизации последней. Депрессия может быть объяснена неоднозначно: 1 – как задавленная в ядре сжимающейся синклинали; 2 – как зона растяжения в тылу надвигов; 3 – как депрессия замкового отслаивания, образовавшаяся при продолжающемся изгибании зоны. В районе Северо-Карельской зоны наблюдается самоорганизация рельефа в эллипсовидные гряды, связанная с новейшей самоорганизацией горных масс в линзовидные блоки, характерные для зон объемного сдвигания.

Аномальное соотношение в рельефе пород разной прочности позволило установить последнецикловое латеральное выжимание протрузии серпентинизированных гипербазитов из пространства между двумя гранито-гнейсовыми куполами, что свидетельствует об их сближении при субмеридиональном сжатии горных масс (район оз.Ханкусъярви). Закономерное сочетание депрессий и возвышенностей позволило установить латеральное выжимание замка языковидной складки (район оз. Кужъярви). Кольца депрессий вокруг мелких протрузий, не связанные с препарировкой контакта, вероятно являются компенсационными выжиманию.

Выявленные морфоструктурные парагенезы свидетельствуют о сравнительно высокой новейшей подвижности кристаллических масс. По всей вероятности, она имела место в связи с неоднократной «прокачкой» горных масс появляющимися и исчезающими ледниками, которая активизировала собственно тектонические процессы и появление морфоструктур сжатия. Возможно выделить некоторые этапы деформации, связанные с эпохами общего сжатия и растяжения. Морфоструктуры сжатия значительно труднее проявляются и устанавливаются в рельефе, чем морфоструктуры растяжения. Вполне вероятно, что направленное развитие структур сжатия периодически прерывалось импульсами растяжения, оставившими яркие следы в рельефе в виде многочисленных микрограбенов.

Таким образом, следы новейших объемных (трехмерных) деформаций, имеющих не только вертикальную, но и горизонтальную компоненту, могут быть выявлены путем анализа рельефа и ландшафта. Новейшее развитие исследуемого района характеризуется как общим дви-

жением клина горных масс, включающего Северо-Карельскую зону, к северу (с образованием парагенеза сдвиги–надвиг на его границах), так и связанной с этим движением активизацией имеющихся более мелких неоднородностей геологической структуры (складок, гранито-гнейсовых куполов, и др.) в новейшем поле деформаций.

Литература

1. *Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // *Геотектоника*. 1993. № 5. С. 16–33.
2. *Сыстра Ю.И.* Тектоника карельского региона. Л.: Наука, 1991. 176 с.
3. *Лукашов А.Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
4. *Макиевский С.И., Никонов А.А.* О рельефе, геологической структуре и их взаимоотношении в западной части Кольского полуострова // Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. М.; Л.: Наука. 1964. С. 30–42.
5. *Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.
6. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизонном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.

**А.А.Иванов, В.Н.Глазнев, Л.Г.Осиленко,
Е.В.Мартынов, Н.Е.Козлов¹**

Геодинамика раннего докембрия на европейской части Северо-Атлантического региона

Применение существующих петрогеохимических методик реставрации протоприроды метаморфитов в сочетании с конкретными геологическими материалами в рамках единой геодинамической модели [1] выявила ряд закономерностей, позволивших по-новому взглянуть на строение и эволюцию ранней коры региона в целом [2]. В латеральных изменениях состава супракрустальных образований саамского комплекса Карелии [3], Лапландского гранулитового пояса [4] и архейских комплексов смежных с ним территорий Кольского полуострова, в частности, выделенной нами [6, 7] Терско-Нотозерской протоколлизонной зоны, а также древнейших супракрустальных образований кристаллического фундамента Беларуси намечаются черты, близкие закономерностям, установленным нами для системы фанерозойских эталонных образований зоны перехода континент–океан [2]. С учетом данных по изменению абсолютного возраста пород зеленокаменных поясов [7] эти закономерности могут свидетельствовать об аналогичных процессах ко-

¹ Геологический институт Кольского НЦ (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

рообразования на западной окраине древнейшего протоконтинента [8] не только в свекокарельское [1], но и в архейское время.

Геофизические данные по глубинному строению земной коры региона [9] показывают неравномерное залегание поверхностей слоев коры со смещением зон максимального погружения для каждого слоя с запада на восток. Общая амплитуда смещения, включая данные от кровли гранитно-метаморфического слоя до поверхности Мохоровичича составляет около 1300 км на 60 км погружения. Условная квазиповерхность, соединяющая зоны максимального прогибания для всех внутрикоровых слоев, положо погружается на восток.

Подобная закономерность может объясняться формированием таких прогибов при горизонтальных движениях в верхних уровнях литосферы с запада на восток с поддвижением одной плиты под другую. По мнению ряда исследователей, современный рельеф и положение поверхности Мохо и внутрикоровых границ отражают суммарный эффект от событий, происходивших за всю геологическую историю региона. При этом не исключено [10], что структура земной коры была сформирована, в основном, уже в архее и протерозое, и более поздние процессы существенных изменений в нее не внесли. По имеющимся данным, проанализированным нами ранее [11], под фанерозойскими островодужными системами фиксируется прогиб границы Мохо, располагающийся под краем континента и маркирующий движение субдуцирующейся плиты. Аналогичные прогибы поверхности Мохо отмечаются и под континентальными складчатыми сооружениями – Карпаты, Горный Крым и др. [12].

Анализ распределения скоростей распространения продольных волн в литосфере региона [9] показывает, что зоны повышенных скоростей, которые могут маркировать области распространения пород повышенной плотности (или основности), в кровлях и подошвах базальтового и промежуточного слоев смещены в пределах каждого слоя с запада на восток на расстояние более чем на 700 км. Это может обозначать наличие положо падающих на восток пород повышенной скорости и плотности, подтверждающееся результатами плотностного моделирования строения литосферы. Важно, что намечающаяся региональная зональность скоростных неоднородностей совпадает с общей тенденцией глубинного положения внутрикоровых границ.

Картина, полученная для кровли гранитно-метаморфического слоя, сильно осложнена разновозрастными процессами, приводившими к разнонаправленным дизъюнктивным деформациям, прежде всего субширотного простиранья. Подобное наблюдается и для других внутрикоровых поверхностей, где общая описанная выше закономерность, характеризующаяся расположением участков максимального погружения в виде субмеридиональных зон, на отдельных участках осложняется аналогичными непротяженными прогибами субширотного простиранья. Одним из таких прогибов является зона Скелефте-Раахе-Ладога, где отмечается прогибание кровли поверхности переходного слоя и поверхности Мохо.

Данные сейсмического зондирования и их интерпретация [13] в значительной мере подобны изложенной выше нашей интерпретации материалов по Европейской части Северо-Атлантического региона, Т.е., на непротяженных участках субдукционные процессы могли протекать и при движениях в субмеридиональном направлении. Это подтверждает полученные нами ранее данные [5, 6] о возможности развития аналогичных процессов в архее. Одним из объяснений может быть предположение о заложении зон на местах разломов, возникавших в раннем докембри при субгоризонтальных движениях с запада на восток по аналогии с поперечными разломами, широко развитыми на ложе современных океанов [14].

Подобные разломы, не всегда являясь трансформными, обеспечивали «клавишное» перемещение отдельных блоков в субширотном направлении и предопределяли вероятность их дальнейшего взаимодействия в обстановках, подобных островодужным режимам фанерозоя. Принятие такой схемы логично увязывает движения различного времени в единый механизм, возможно связанный с субмеридиональным движением литосферных плит [15, 16], а отмеченная согласованность петрогеохимических и геофизических данных позволяет предполагать реальность действия механизма тектоники плит на самых ранних архейских этапах развития коры, что уже неоднократно обсуждалось в литературе [17].

Литература

1. *Park Adrian F.* Continental growth by accretion: A tectonostratigraphic terrane analyses of the evolution of the western and central Baltic Shield, 2.50 to 1.75 Ga // *Geological Society of America Bulletin.* 1991. V.103, № 4, P. 522–537.
2. *Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Иванов А.А.* Черты петрогеохимических различий основных пород энциальных и энсиматических комплексов (сравнительный анализ фанерозоя и докембрия) // *Геохимия.* 1999. № 6. С. 582–588.
3. *Иванов А.А., Глазнев В.Н., Мартынов Е.В., Козлов Н.Е.* Раннедокембрийский крастогенез Европейской части Северо-Атлантического региона – петрогеохимические и геофизические данные // *Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия: Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. Докл. Междунар. Конф. Июнь 1999 г. Петрозаводск. Петрозаводск: ИГ Кар НЦ, 1999. С. 55.*
4. *Козлов Н.Е.* Вещественный состав метаморфических комплексов высокобарных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере Лапландских гранулитов). Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб. 1995. 36 с.
5. *Иванов А.А., Козлов Н.Е., Мартынов Е.В.* Петрогеохимическая неоднородность архейских супракrustальных комплексов восточной части Балтийского щита в связи с эволюцией древнейшей коры // *Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 99–106.*
6. *Ivanov A.A., Kozlov N.E., Martynov E.V.* The most ancient archean collisional zone (?) in the northeastern Baltic Shield // *International Conference on Tectonics & Metallogeny of Early / Mid Precambrian Orogenic Belts. August 28 to September 1 1995. Montreal, 1995. P. 224.*
7. *Глебовицкий В.А.* Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия

- восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. №1. С. 7–24.
8. Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченков О.А., Овчинникова Г.В., Котова Л.Н., Крылов И.Н., Яковлева С.З. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия Л.: Наука, 1989. С. 14–45.
 9. Glaznev V.N., Raevsky A.B., Skopenko G.B. A three – dimensional integrated density and thermal model of the Fennoscandian lithosphere // Tectonophysics. 1996. V. 258. P. 15–33.
 10. Шустова Л.Е. Особенности строения земной коры основных тектонотипов Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 54–62.
 11. Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович Л.И. Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 170 с.
 12. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Восточно-Европейская платформа. Киев: Наук. думка, 1989. 186 с.
 13. BABEL Working Group (Baltic and Bothnian Echoes from the Lithosphere) Early Proterozoic plate tectonics: evidence from seismic reflection profiles in the Baltic Shield // Nature. 1990. V. 348, № 6296. P. 34–38.
 14. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 84 с. (Тр. ГИН; Вып. 481).
 15. Turcotte D.L., Oxburgh E.R. Intra-plate volcanism // Phil. trans. Roy. Soc. London, 1978. Vol. 288 A. P. 561–579.
 16. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 445 с.
 17. Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.

В.С.Имаев¹, Л.П.Имаева², Б.М.Козьмин²

Сейсотектоника подвижных поясов Якутии

Значительная часть Северо-Востока Азии охвачена активными современными тектоническими и сейсмическими процессами. По данным инструментальных наблюдений и сейсмостатистических материалов, с начала XX в. здесь отмечено более полумиллиона местных землетрясений, которые группируются в несколько крупных сейсмических поясов.

Один из них (Байкало-Становой) – прослеживается на юге Сибири от оз. Байкал к Охотскому морю. Он объединяет собственно Байкальскую рифтовую зону (ежегодно фиксируется около 2000 землетрясений с магнитудой $M \geq 2$) и продолжающую ее в субширотном направлении от р.Олекмы на восток к Удской губе Охотского моря Олекмо-Становую сейсмическую зону (ежегодно регистрируется около 500 землетрясений

¹ Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия

² Институт геологических наук (ИГН) СО РАН, Якутск, Россия

с $M \geq 2$). Указанный пояс служит границей между Евразийской и Амурской (Китайской) плитами.

Другой крупной сейсмогенной структурой в Арктике и на Северо-Востоке России является Арктико-Азиатский пояс землетрясений, который пересекает акваторию Северного Ледовитого океана, Евразийский континент, Охотское море и Камчатку и соединяет проявления сейсмичности в Арктике и Тихоокеанском регионе. Арктико-Азиатский пояс отделяет Северо-Американскую плиту от Евразийской и Охотоморской плит на расстоянии более 10 тыс. км. По сеймотектоническим особенностям в этом поясе выделяется несколько зон: хребет Гаккеля (более 100 землетрясений с $M \geq 4,5$), шельф моря Лаптевых (свыше 150 событий с $M \geq 4,0$), Хараулахский хребет (Северное Верхоянье) (около 250 землетрясений с $M \geq 3,5$) и горная система Черского (300–350 землетрясений с $M \geq 2$ в год).

В пределах Якутии активные сеймотектонические процессы наблюдаются в Олекмо-Становой сейсмической зоне на юге, а также на шельфе моря Лаптевых, в Хараулахской зоне и горной системе Черского на севере и северо-востоке. Каждому из названных поясов присущи собственная структура эпицентрального поля землетрясений, свои специфические особенности «живой» тектоники, характерные типы разрывных нарушений и индивидуальные характеристики геофизических полей. В частности, сейсмичность Байкало-Станового пояса представлена узкой (до 100 км) полосой эпицентров землетрясений в пределах Байкальского рифта (западный фланг пояса), которая расширяется в Олекмо-Становой зоне (восточный фланг) до 200–250 км. При этом, земная кора пояса находится в условиях разного геотектонического режима: для Байкальского рифта характерно ее растяжение, для Олекмо-Становой зоны – сжатие. Об этом свидетельствуют господствующие в Байкальской рифтовой зоне системы активных сбросов, широкое развитие кайнозойских впадин и проявлений кайнозойского вулканизма, высокий тепловой поток, термальные источники и др.

На северо-восточном фланге Байкальского рифта в междуречье Чары и Олекмы (Удоканский район) наблюдается вырождение поля тектонических напряжений рифтового типа. На основе решений фокальных механизмов слабых землетрясений здесь выделяется 17 систем напряжений в их очагах, из которых к «рифтовому» типу относятся только 8 групп. Для остальных характерны сбросо-сдвиги, сдвиго-сбросы и взбросы.

Восточнее, в Олекмо-Становой сейсмической зоне (ОСЗ), где от правобережья р.Олекмы вплоть до Охотского моря действует режим сжатия, во впадинах развиты преимущественно осадочные толщи мезозойского возраста, среди разрывных нарушений преобладают активные современные и омоложенные древние сдвиги (Верхнеалданский, Атугей-Нуямский и др.), сдвиго-взбросы (Тунгурчинский, Агыктинский и др.) и надвиги (Южно-Якутский, Южно-Токинский и др.) и отсутствуют сбросы.

Смена поля тектонических напряжений растяжения на сжатие происходит в районе среднего течения р. Олекмы. Это наглядно подтверждается параметрами фокальных механизмов Южно-Якутского землетрясения 1989 г. и его афтершоков, отмеченных восточнее р.Олекмы в Чульманской впадине. В их очагах доминируют подвижки типа сдвига, сдвиг-взброса и надвига. При этом их плоскости сместителей ориентированы субширотно, в северо-восточном и северо-западном направлениях. Активность разломов в ОСЗ подчеркивается также широким распространением здесь сейсмодислокаций и сейсмопроявлений в виде оползней, камнепадов, повалов леса и др.

Современные сейсмические и тектонические процессы в Арктике и на севере Тихоокеанского региона, протекающие на границе Северо-Американской, Евразийской, Охотоморской и Тихоокеанской плит, также происходят в условиях смены полей тектонических напряжений. Так, для срединноарктического хребта Гаккеля характерны процессы рифтогенеза, обусловившие проявления сейсмичности в виде узкой (до 60–80 км) «цепочки» эпицентров землетрясений, и растяжение земной коры. Это обосновывается данными фокальных механизмов (сбросовые подвижки в очагах землетрясений) и особенностями пространственного распределения аномалий магнитного поля.

Шельф моря Лаптевых и прибрежные районы суши занимает переходная зона, расположенная между структурами растяжения срединно-океанического хребта Гаккеля и структурами сжатия горной системы Черского. Для этой переходной зоны характерно расширение «поля сейсмичности» до 400–600 км, которое полностью занимает территорию шельфа моря Лаптевых между Новосибирскими островами, п-овом Таймыр и дельтой р. Лены (диффузное распределение). Магнитное поле в переходной зоне практически однородно в отличие от резкой полосовой картины магнитных аномалий, соответствующей линейной структуре хребта Гаккеля.

По данным фокальных механизмов в очагах землетрясений на шельфе моря Лаптевых наблюдаются сбросовые, сбросо-сдвиговые и сдвиговые смещения и, по-видимому, влияние рифта хребта Гаккеля распространяется до побережья моря Лаптевых. В Хараулахской зоне между губой Буор-Хая и низовьями р.Лены растягивающие усилия, действующие вкрест простирания местных структур, сменяются на сжимающие. Здесь выявлены пять групп ориентации тектонических напряжений, которые базируются на данных фокальных механизмов землетрясений, а также на результатах исследований трещиноватости горных пород и зеркал скольжения, полученных при изучении Приморской и Буор-Хаинской систем активных сбросов, Хара-Улахской системы сбросо-сдвигов, Западно-Верхоянской системы надвигов и взбросов в районе Найбинского кража.

К юго-востоку в горной системе Черского, полоса сейсмичности, прослеживаемая до Камчатки, сохраняет ширину до 400 км, однако сме-

шанное поле тектонических напряжений Хараулахской зоны сменяется здесь сжатием. Это обосновывается данными повторного нивелирования, параметрами фокальных механизмов землетрясений, деформациями кайнозойских отложений и развитыми здесь крупными левыми сдвигами северо-западного простирания (Улахан, Дарпир, Чай-Юреинский и др.). Они представляют собой эшелонированную систему кулис, в полостях которых сформировались кайнозойские мини-впадины «pull-apart» (Верхненерская, Аркагалинская, Эриkitская и др.). На всем своем протяжении названные разломы сопровождаются эпицентрами землетрясений и сейсмодислокациями.

Типичным примером сейсмотектонических процессов в горной системе Черского может являться Артыкское землетрясение 1971 г. и его афтершоки, произошедшие в Верхненерской впадине. Распределение афтершоков по глубине (4–29 км) вкрест простирания Чай-Юреинского разлома, к которому тяготеют указанные события, показывает, что его плоскость скольжения практически вертикальна. Параметры фокального механизма Артыкского землетрясения (азимут простирания плоскости скольжения в очаге – 308°, угол падения – 86°) согласуются с элементами залегания разлома (простирание 300°, угол падения 90°), что позволяет определить кинематику Чай-Юреинского разлома как сдвиг.

В итоге, в Арктико-Азиатском сейсмическом поясе наблюдается последовательная смена обстановки растяжения, характерной для срединно-океанических хребтов Земли (хребет Гаккеля), режимом смешанного поля тектонических напряжений (Хараулахская зона), а затем – условиями сжатия (горная система Черского).

Таким образом, сейсмотектонический режим подвижных поясов Якутии имеет такие специфические особенности, которые не наблюдаются на остальной части территории России. Прежде всего они выражаются в том, что в пределах каждого сейсмического пояса, пересекающего Якутию, имеется характерная переходная зона инверсии поля тектонических напряжений. В Арктико-Азиатском поясе она тяготеет к шельфу моря Лаптевых и Хараулахской зоне, в Байкало-Становом поясе приурочена к бассейну р.Олекмы. Кроме того, на севере Якутии этот переход приходится на область сочленения срединно-океанических (хребет Гаккеля) и континентальных (горная система Черского) структур земной коры.

На земном шаре имеется лишь несколько подобных мест. К ним, например, относятся: район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого взаимосвязаны со структурами срединно-океанического хребта в Индийском океане, и район Северной Калифорнии, где северный конец Восточно-Тихоокеанского поднятия через разлом Сан-Андреас соединяется с системой срединно-океанических хребтов Горда, Хуан де Фука и Эксплорер в Тихом океане.

Рассмотренные особенности сейсмотектонических процессов, протекающих в Арктико-Азиатском и Байкало-Становом поясах на террито-

рии Якутии, существенно зависят от характера взаимодействия плит и блоков на Северо-Востоке Азии. Свидетельством такого взаимодействия может служить, по данным наблюдений спутниковой геодезии, сближение Евразийской и Северо-Американской плит в субширотном направлении навстречу друг другу. С помощью высокоточных спутниковых измерений на станциях GPS, оборудованных в последнее время на территории Якутии, Магаданской области и Аляски установлено, что реперы в Фербенксе (Аляска) и Билибино (Чукотка), расположенные в пределах Северо-Американской плиты, смещаются на юго-запад и запад, в то время как пункты наблюдений Иркутск, Якутск, Лхаса (Китай) и др., принадлежащие Евразийской плите, передвигаются к ним навстречу в восточном и северо-восточном направлении. При этом, скорость современных горизонтальных движений для Якутска, Иркутска и Фербенкса может достигать 20–25 мм/год.

С.С.Карпетов¹

Складчатые системы Центрально-Азиатской части Тетиса: террейновый анализ и геодинамика

Согласно микроплитной модели тектонической и геодинамической эволюции Альпийско-Гималайского пояса, в частности, – Центрально-Азиатского сегмента, его складчатые системы (СС) возникали в результате поочередного столкновения микроконтинентов гондванской группы при закрытии океанических бассейнов Тетиса. Считается [1–7], что такие события на южном краю Лавразии повторялись трижды, последовательно омолаживаясь с севера на юг: в позднем палеозое – варисциды Палеотетиса, в мезозое – киммериды Мезотетиса и в кайнозое – альпиды Неотетиса. Концептуально новый подход к решению данной проблемы, использование известного по другим регионам опыта террейнового анализа, позволили существенно расширить этот структурный ряд [8], изменить объемы, границы и, соответственно, названия ранее выделявшихся СС (рисунок).

1. Область варисских сооружений разделена на средние и поздние варисциды (соответственно, Гиссаро-Дарвазская и Бандитуркестан–Северопамирская СС), а область киммерийских – на ранние киммериды (индосиниды) и поздние киммериды (соответственно Фарахруд-Южно-Памирская и Гильменд-Нуристан-Каракорумская СС). Южнее следуют собственно альпийские сооружения Белуджистанской (Сулейман-Кир-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

тарской) СС. Возраст перечисленных систем (коллизийных эпох) датируется как конец карбона, перми, триаса, неокома и эоцена.

2. По-новому решается проблема границ СС. Речь идет о тектонических блоках раннего докембрия (срединных массивах), которые рассматриваются нами как древнейшие граничные структуры [9, 10], или кратонные террейны, составляющие осевую зону микроконтинентов (составных террейнов).

3. Внутреннее строение каждой СС определяют три типа структур (террейнов), формирование которых тесно связано с геодинамической эволюцией соответствующего палеоокеана и его континентальных обрамлений.

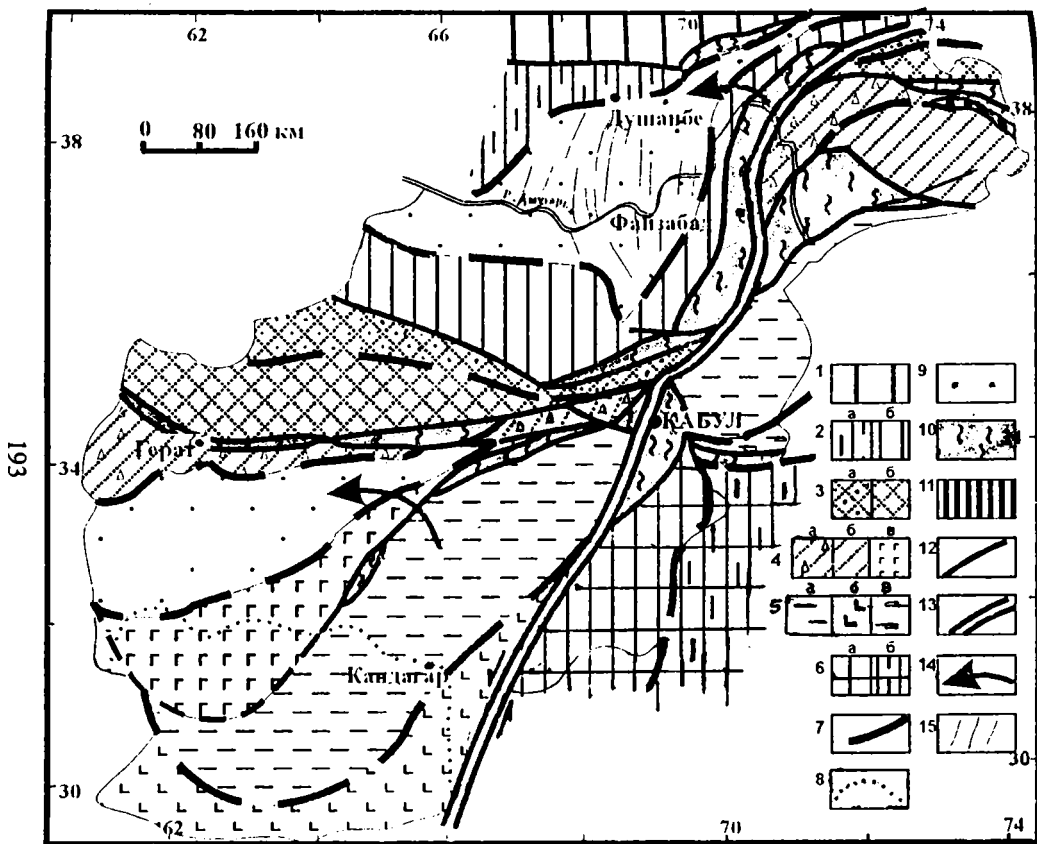
Структуры первого типа трассируют шовные зоны (сутуры) Тетиса [1, 11, 5]. Это фрагменты аккретированных комплексов океанической природы. Различаются террейны офиолитовые (аккреционных призм), островодужные и островные. К этому ряду структур, очевидно, следует отнести остаточные (реликтовые) бассейны Тетиса, выделяемые в регионе впервые: Афгано-Таджикский, с корой D-C Тетиса, предполагаемый в осевой зоне средних варисцид (под Р-Т вулканогенно осадочной частью чехла одноименной депрессии и ее продолжения в Туране) и Фарахский, с корой Р-Т Тетиса, намечаемый под мощным чехлом J-K₁ в осевой части Фарахрудской зоны индосинид. Реликтовые бассейны обрамлены синхронно развивавшимися островодужными комплексами. Это означает, что активными были обе континентальные окраины Тетиса и что предпермская и предъюрская складчатые эпохи вызваны коллизией этих окраин не между собой, а с островными дугами. Современный структурный план обоих реликтов сформировался под мощным воздействием Памиро-Пенджабского, а для Фарахского реликта – и Лутского синтаксисов (полное отжимание масс и их разворот против часовой стрелки).

Два других типа террейнов СС, разобщенных сутурой, представлены латеральными рядами структурно-вещественных комплексов (тектонических зон). Формировались они на рифтогенных окраинах разных микроконтинентов, представлявших собой до сближения южно- и северо-тетические борты палеоокеана. Ведущие комплексы обоих террейнов существенно различаются по био-стратиграфическим и вещественным признакам, а также центробежной вергентностью покровно-надвиговых структур, нередко целиком перекрывающих кратонные террейны.

Предложенная модель строения разновозрастных СС и принципы их выделения позволили более обоснованно идентифицировать их структурные элементы в обоих крыльях Памиро-Афганского сдвига [10] и в смежных сегментах пояса [12].

Литература

1. Руженцев С.В., Швольман В.А., Пашков Б.Р., Поспелов И.И. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 167–175.



Основные структурные единицы Памиро-Афганской складчатой области

1 – ранние варискиды Южного Тянь-Шаня; 2-6 – складчатые системы: 2 – Гиссаро-Дарвазская средневарисская: северо- (а) и южнотетический (б) террейны, 3 – Бандитуркестан, Северо-памирская поздневарисская: северо- (а) и южнотетический (б) террейны, 4 – Фарахруд-Южно-Памирская индосинийская: северо- (а) и южнотетический (б) террейны, (в) – офиолитовый и островодужный террейны, объединенные (аллохтон), 5 – Гильменд-Нуристан-Каракорумская позднекеммерийская: северо- (а) и южнотетический (в) террейны, (б) – офиолитовый и островодужный террейны, объединенные, 6 – Белуджистанская альпийская: северо- (а) и южнотетический (б) террейны, объединенные, 6 – Белуджистанская альпийская: северо- (а) и южнотетический (б) террейны; 7 – сутуры Тетиса; 8 – контур впадины Сейстан; 9 – районы реликтовых бассейнов Тетиса; 10 – кратонные террейны (срединные массивы); 11 – Пшартский островной терреин; 12 – крупнейшие разломы (надвиги); 13 – Памиро-Афганский сдвиг; 14 – направление движения крупных континентальных блоков в западном крыле Памиро-Афганского сдвига; 15 – направление структурных линий в чехле Афгано-Таджикской депрессии

2. Руженцев С.В. Памир // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования М.: Наука, 1990. С. 214–225.
3. Чернер Э.С., Буданов В.И. Новые представления о тектонике Памира // ДАН СССР. 1974. Т. 214, № 5. С. 1167–1170.
4. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1: Геология. М.: Недра, 1980. 535 с.
5. Сборщиков И.М. Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис. М.: Наука, 1988. 205 с.
6. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
7. Власов Н.Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии // Вопросы стратиграфии палеозоя. 1969. С. 82–95.
8. Каранетов С.С. Основные этапы геодинамической эволюции континентальных окраин Тетиса на Памиро-Афганском пересечении // Новые идеи в науках о Земле: тез. докл. М., 1999. С. 64
9. Каранетов С.С. Ранний докембрий и его позиция в структурах Средней Азии // Геотектоника. 1979. № 1. С. 64–76.
10. Каранетов С.С. Байкальские зеленосланцевые пояса юга Средней Азии и их тектоническая природа // Тектоника Средиземноморского пояса М.: Наука, 1980. С.197–209.
11. Каранетов С.С., Сонин И.И., Хаин В.Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии // Вестн. МГУ. Серия 4, Геология. 1975. № 3. С. 38–46.

Е.В.Карпухина, В.А.Первов, Д.З.Журавлев¹

Мафит-ультрамафиты западного склона Урала: венд-кембрийский внутриплитный магматизм

Мафит-ультрамафитовые породы западного склона Урала являются весьма информативными объектами при изучении особенностей тектонической обстановки и глубинного магмообразования в эпоху позднепротерозойско-раннепалеозойской активизации Земли, сопровождавшейся глобальными тектоническими процессами, в том числе – началом распада Лавразии и становлением Палеоуральской рифтовой системы.

Новые Sm-Nd и Rb-Sr изохронные датировки мантийных пород Урала и впервые полученные для них геохимические и изотопные (Sr, Nd) характеристики позволили уточнить хронологию геологических событий и оценить обстановку формирования и состав мантийных источников изученных пород. Использование Sm-Nd и Rb-Sr методов, наряду с K-Ar определениями, впервые позволило получить возрастные данные для щелочных габброидов бассейна р. Чикман, слюдяных пикритов р. Куся, субщелочных базальтов р. Вильва и горы Благодать. Для кузьинских

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

пикритов, ранее датированных (К-Аг метод) мезозоем [1], Rb-Sr двухточечная изохрона (по клинопироксену и валовому составу породы) дала возраст 608 ± 3 млн лет. Sm-Nd возраст чикманских габбро составил 626 ± 57 млн лет (изохрона по апатиту, клинопироксену и валовому составу породы).

Таким образом, изученные мафит-ультрамафитовые породы имеют венд-кембрийский возраст. Согласно современным представлениям о тектонике Урала [2], на рубеже позднего протерозоя и раннего палеозоя структуры западного склона развивались в условиях континентального рифтогенеза.

Полученные К-Аг данные для чикманских габброидов и субщелочных базальтов горы Благодать (446 ± 18 и 422 ± 12 млн лет, соответственно), по-видимому, коррелируются во времени со структурной перестройкой региона в период смены геодинамического режима территории с рифтогенного на субдукционный.

Все изученные породы относятся к умереннощелочной серии, характеризуются повышенной титанистостью (TiO_2 1,8–4,7 мас. %) и присутствием (до 3 %) нормативного нефелина. В вильвенских субщелочных базальтах отмечаются сильные вариации содержаний K_2O , Rb, Sr, Ba, что, вероятно, связано с высокой подвижностью этих элементов в процессе изменения пород. В то же время, для всех проанализированных образцов содержания Cr, Ni, Co, Sc, V, а также Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Th и U показывают хорошую корреляцию с MgO , что свидетельствует об устойчивости этих элементов в постмагматических и вторичных процессах.

Сопоставление геохимических особенностей изученных мафит-ультрамафитов показало, что на дискриминантных диаграммах они образуют довольно компактную группу пород с близкими геохимическими характеристиками. Так, на диаграмме $\text{Ce/Y} - \text{Zr/Nb}$ уральские образцы образуют тренд от благодатских базальтов ($\text{Ce/Y} = 0,7-1$, $\text{Zr/Nb} = 4-6$) через чикманские габбро ($\text{Ce/Y} = 3-3,5$, $\text{Zr/Nb} = 8-9$) и кусьинские пикриты ($\text{Ce/Y} = 2,25-2,4$, $\text{Zr/Nb} = 2-3,6$) до трахибазальтов р. Вильва и кусьинских щелочных габбро ($\text{Ce/Y} = 3,4-5,3$, $\text{Zr/Nb} = 4-5,2$) (рис. 1).

Большинство изученных мафит-ультрамафитов характеризуются высокими содержаниями некогерентных элементов, в том числе $(\text{La/Yb})_n = 15-25$. Их составы тяготеют к полям щелочных базальтов континентальных обстановок, указывая на внутриплитную природу магматитов западного склона Урала.

Все изученные мантийные породы имеют довольно близкие Nd изотопные характеристики, типичные для пород внутриплитных континентальных обстановок (рис. 2).

Величина ϵNd составляет от +2,7 для пикритов до +5 для щелочных габбро. Первичные изотопные отношения стронция в кусьинских пикритах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703607$) и чикманских щелочных габбро ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,702726$) соответствуют нормальному мантийному тренду. По изотоп-

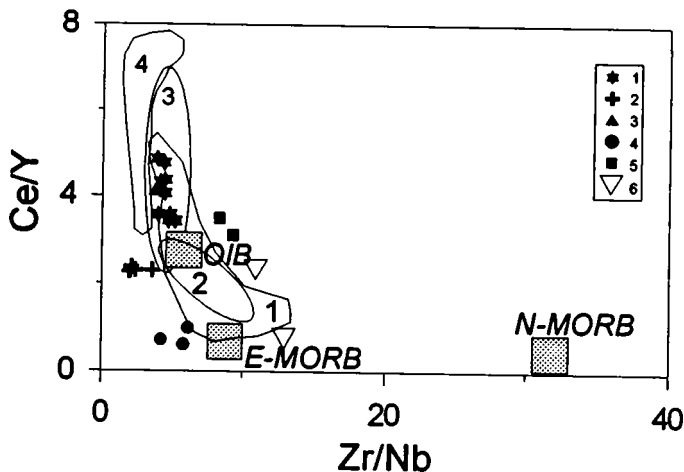


Рис. 1. Диаграмма Ce/Y – Zr/Nb. Средние составы нормальных (N-MORB) и обогащенных (E-MORB) базальтов срединно-океанических хребтов, а также щелочных базальтов океанических островов (OIB) даны по [3].

1 – трахибазальты бассейна р.Вильва; 2 – пикриты р.Куся; 3 – щелочные габбро р.Куся; 4 – базальты горы Благодать; 5 – керсутитовые габбро бассейна р.Чикмана; 6 – траппы плато Декан и р. Парана. Цифрами показаны поля составов: 1 – базальты Йемена; 2 – толситовые и щелочные базальты архипелага Кергелен; 3 – щелочные базальты Байкальской рифтовой зоны; 4 – щелочные базальты, нефелиниты и мелилититы Центральной Европы.

ным данным для всех изученных пород предполагаются сходные по составам мантийные источники.

Таким образом, на основании результатов геохронологии и полученных геохимических и изотопных данных, а также учитывая современные представления об истории развития Урала [2], можно сделать вывод о том, что исследованные венд-кембрийские мантийные породы западного склона Урала формировались на раннем этапе эволюции Палеоуральского рифта в рифтовых структурах.

Литература

1. Лукьянова Л.И., Волюнин А.Ф. Сравнительная характеристика пикритовых комплексов Урала в связи с вопросом их генезиса // Зап. ВМО. 1979. Ч. 108, вып. 5. С. 570–577.
2. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Палеотектонические обстановки и металлогения недр западного склона Среднего и Северного Урала // Материалы XIII геол. съезда. Сыктывкар: Геопринт, 1999. Т. 2. С. 13–16
3. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basin. 1989. P. 313–345.
4. Hart S., Zindler A. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.

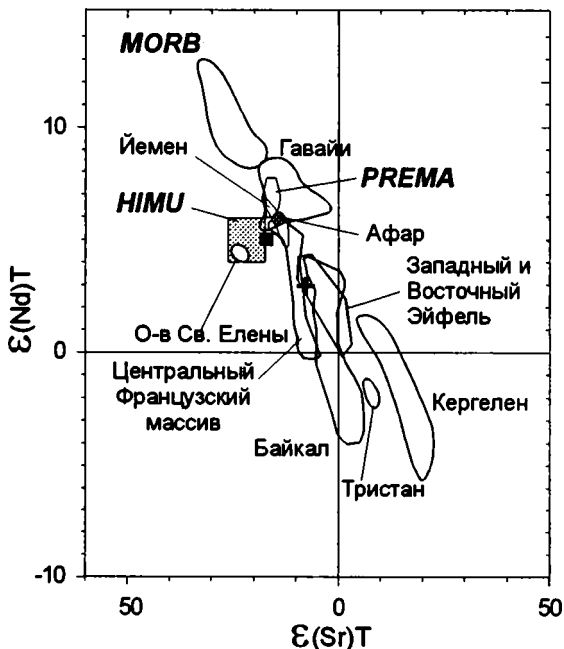


Рис. 2. Изотопный состав изученных пород. Мантийные резервуары PREMA (преобладающая мантия островов) и NIMU (мантия с высоким U/Pb отношением) даны по [4]. Показаны поля типичных базальтовых ассоциаций океанических островов, срединно-океанических хребтов (MORB) и внутриплитных континентальных обстановок. Условные обозначения см. на рис. 1.

Г.Л.Кириллова¹

Тектоническая эволюция позднемезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов Юго-Восточной России

Развитие позднемезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов Юго-Восточной России связано как с глобальными, так и с региональными тектоническими событиями, что непосредственно отразилось и на эволюции седиментогенеза.

На юго-востоке России в позднем мезозое и кайнозое в связи с гетерогенным строением фундамента и активной тектоникой имело место

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

все разнообразие обстановок: дивергентная, конвергентная, коллизионная и трансформная. Некоторые из них неоднократно повторялись. В результате сформировались осадочные бассейны различных типов, нередко составные или гибридные. По особенностям строения на юге Дальнего Востока выделяются западная континентальная тектоническая провинция внутриплитных деформаций и восточная тектоническая провинция континентальной окраины.

После коллизии в средней юре Сибирского и Китайского кратонов образовалась субширотная система постколлизионных бассейнов вдоль Монголо-Охотского шва (Удский и др.), заполненных позднюрской-раннемеловой терригенной угленосной молассой [1].

Распад Пангеи, образование океанов, начало позднекиммерийских движений в поздней юре коррелируется в западной тектонической провинции с началом формирования Восточно-Азиатской субмеридиональной системы рифтов, заполнявшихся вулканогенно-терригенными угленосными формациями (бассейны Хайлар, Сунляо, Амуро-Зейский). В это время существовала континентальная окраина андийского типа [2] и широтная зональность сменилась долготной. Формировался классический латеральный ряд бассейнов: окраинно-континентальных (Буреинский, Раздольненский, Партизанский бассейны), окраинно-морских (Западно-Сихотэ-Алинский бассейн). Тектонически эти бассейны обычно связаны с флексурами, осложненными левыми сдвигами. Заканчивается этот ряд океаническим бассейном, фрагменты которого реконструируются в пределах Киселёвско-Маноминского террейна.

В валанжине началась косая медленная субдукция плиты Изагаги под Азиатский континент, значительно ускорившаяся в готериве и сопровождавшаяся локальными коллизиями [1–5]. Это вызвало формирование трансформной континентальной окраины и значительные левосдвиговые перемещения [1–4].

Вдоль левых сдвигов на континентальной окраине формировались присдвиговые бассейны (pull-apart), заполненные турбидитами (Среднеамурский, Партизанско-Суходольский бассейны и др.). В то же время, во внутриплитных рифтовых бассейнах с готерива началась стадия термального погружения, продолжавшаяся до конца мела, накапливались континентальные кластические формации, нередко красноцветные.

В апте имела место реорганизация движения плит, формировались эпиокеанические островные дуги [3, 4], а рядом с ними – преддуговые и задуговые бассейны на Сахалине и Сихотэ-Алине, заполнявшиеся вулканокластикой.

Альб – время коллизии и кардинальной перестройки на юго-востоке России. В это время к Азиатской континентальной окраине аккретировалась серия террейнов, имели место складчатость, надвиги, внедрение коллизионных гранитов [2, 4]. В конце альба начал формироваться Восточно-Азиатский окраинно-континентальный вулканический пояс как результат субдукции плиты Кула под Азиатский континент. В образо-

вавшихся преддуговых бассейнах в сеномане–коньяке накапливались мелководноморские грубообломочные осадки большой мощности, сменявшиеся в сантон–кампане континентальными. При этом перед вулканическими сооружениями накапливались угленосные сероцветные формации, а в тылу – красноватые [1].

В маастрихте на юго-востоке России доминировал континентальный режим, преобладало общее поднятие и денудационные процессы, особенно на краю континента. Об этом свидетельствуют большие мощности осадков в Западно-Сахалинском преддуговом бассейне.

В кайнозое преобладали процессы рифтогенеза, чередовавшиеся с праводвиговыми перемещениями. Формировалась сложная система грабенов, заполненных терригенными угленосными, иногда нефтегазонасыщенными формациями с подчиненным количеством вулканитов.

Литература

1. Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 3–20.
2. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–22.
3. Нечаев В.П., Мусашино М., Донг У Ли. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины Азии: Реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 21–35.
4. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформная континентальная окраина (калифорнийский тип) на Российском Дальнем Востоке // Тектоника Азии: Материалы XXX Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
5. Maruyama S., Seno I. Orogeny and relative plate motions: Example of the Japanese islands // Tectonophysics. 1986. V. 127, № 1–2. P. 305–329.

Ю.А.Киричко¹

Однонаправленная ротация блоков фундамента и ее значение в формировании складчато–разрывных структур

Центральный, наиболее поднятый и глубоко эродированный сегмент Большого Кавказа сложен метаморфическими и магматическими образованиями докембрий -палеозойского фундамента и разбит серией амплитудных крутопадающих нарушений на крупные блоки (Адайхохский, Балкаро-Дигорский, Тебердинский, Софийский и другие). Последние, как правило, отделены друг от друга выходами юрских осадочных и

¹ Северо-Кавказский региональный геологический центр (СК РГЦ, Ессентуки, Россия)

вулканогенно-осадочных отложений, получивших название депрессий (Штулу-Хоресская, Софийская, Архыз-Гузерицкая и др.). Мелкие структуры подобного типа выделены в качестве впадин (Думалинская, Кыртыкская, Чегемская и другие). Депрессии (по сути являющиеся эрозивно-тектоническими реликтовыми останцами ниже-среднеюрских пород чехла) имеют характер линейновытянутых зон, повсеместно с севера ограниченных крутопадающими ($60-90^\circ$, участками менее) амплитудными разломами, с юга наблюдаемых в естественных ограниченных эрозии выходах, причем породы чехла в них имеют стратиграфические взаимоотношения с фундаментом и не обнаруживают видимых признаков складчатых деформаций. Залегание пород лейаса в депрессиях (впадинах) преимущественно «моноклиновое», выражающееся в последовательном, с юга на север, наращивании разреза при устойчивом северном падении пород с углами варьирующими в пределах от $30-40^\circ$ до $60-70^\circ$.

Структурными исследованиями В.И.Шевченко [4] и В.Н.Шолпо и др. [6] в складчатой структуре Большого Кавказа выявлен ряд интересных особенностей, свидетельствующих о неоднородном проявлении складчатости в осадочном чехле складчатой системы Большого Кавказа, ее концентрации в положительных структурах, перемежаемости зон интенсивного горизонтального сжатия с зонами меньшей интенсивности, вертикальной этажности складок со сложной и более простой морфологией, неоднородном характере деформации в породах чехла вблизи границы с фундаментом.

Перечисленные особенности складчатой структуры и ненарушенный «моноклиновое» характер залегания основания чехла в депрессиях, при крутых углах падения пород, находят объяснение в рамках предлагаемой автором ротационной модели.

Принципиальная ее схема показана в трех последовательных стадиях на рис. 1. В качестве модели выбрано слоистое тело, состоящее из трех слоев: нижнего (слой А) – высокопластичного с реологическими свойствами тяжелой несжимаемой жидкости; среднего (слой В) – жесткого, обладающего характеристиками упругого тела, разбитого косо секущими под углом 45° к поверхности слоя трещинами на серию ромбов, и верхнего (слой С), также достаточно пластичного. В обстановке горизонтального сжатия тангенциальные силы, действующие в пределах косо секущих плоскостей, ограничивающих ромбы слоя В, имеют вертикальные составляющие, причем разнонаправленные (выделены жирными стрелками, см. рис. 2).

Система находится в неустойчивом положении и появление некомпенсированных разнонаправленных вертикальных сил на противоположных сторонах ромба должно вызывать его ротацию, продолжающуюся до момента, когда сопряженные стороны ромбов не займут вертикальное (перпендикулярное к направлению сжатия) положение. При этом одновременно с ротацией собственно ромбов и разнонаправленным движением их взаимно соприкасающихся сторон изменяется положение плоскости, по которой происходит их трансляция от косо, под

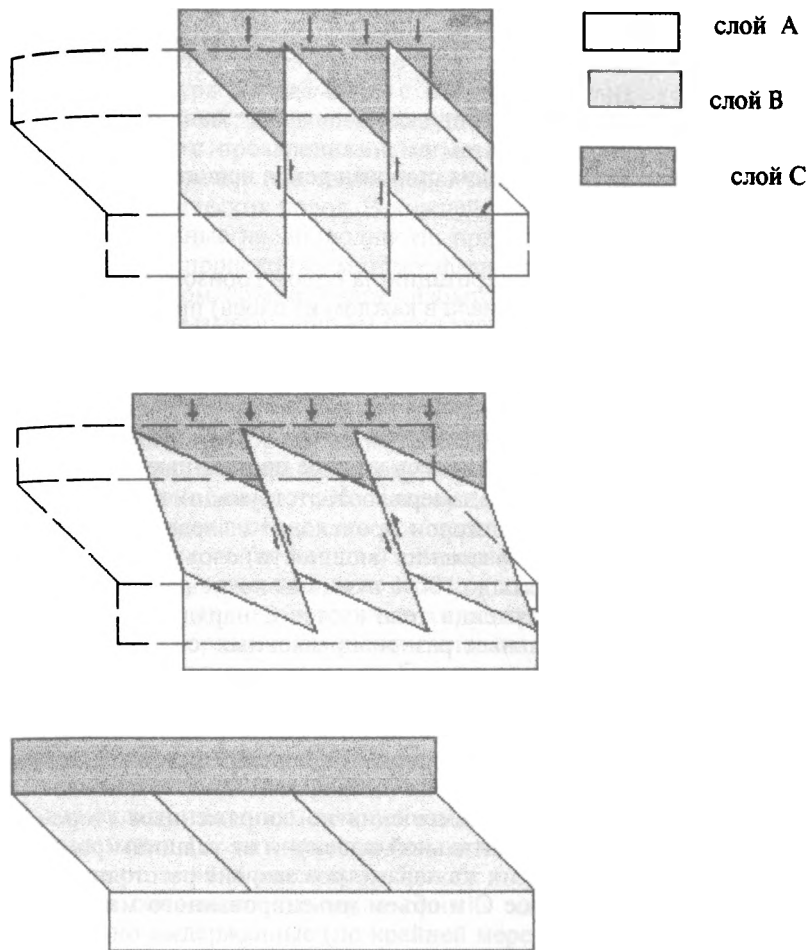


Рис. 1. Принципиальная схема механизма ротации в трех последовательных (сверху – вниз) стадиях. Пунктирными линиями на нижних рисунках для сравнения показаны первоначальные размеры слоев.

углом $45\text{--}50^\circ$, до вертикального. Ротация происходит только в случае, если достаточны силы, ее вызывающие, а реологические свойства слоев А и С допускают возможность ее осуществления. Вариант соответствует модели разломно-магматической изостазии [1]. В результате можно видеть как последовательно – от начальной стадии I, до конечной III – вследствие вращения ромбов-блоков слоя В (в размерах, показанных на

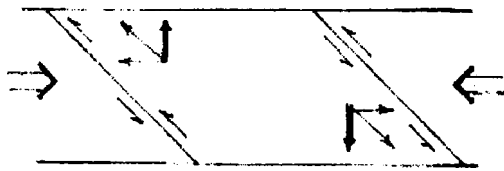


Рис. 2. Схема разложения сил на сторонах ромба при его горизонтальном сжатии

рисунке, при сохранении осей ротации на одном горизонтальном уровне и неизменности объема материала в каждом из слоев) происходит:

- сокращение горизонтальной проекции слоя В и уменьшение его мощности в плоскостях сочленения ромбов, одновременно в максимальных сечениях она увеличивается; 17–20% объема слоя В поднимается на уровень слоя С и одновременно аналогичный объем материала погружается на уровень слоя А (здесь и далее процентные соотношения определены графически, путем замера соответствующих площадей);

- в результате трансляции сторон происходит выведение на уровень слоя С до 65% вертикального сечения (мощности) слоя В, а размах этой трансляции может составлять до 100% толщины последнего;

- появление на всем протяжении тела в слое С наряду с горизонтальными – сжатия, вертикальных разнонаправленных сил, в результате суммарного действия которых должно происходить смятие материала при одновременном вздымании и увеличении толщины слоя, причем величина вздымания может составить 50–60% ее первоначальной величины (за счет сокращения площади основания и внедрения части материала слоя В);

Вертикальная амплитуда перемещения по сопряженным сторонам и величины сокращения горизонтальной проекции от толщины ромба, его длины и угла ротации; от этих же параметров зависит расстояние между участками вздымания в слое С и объем инъецированного материала из слоя А в слой В.

Предположив, что слой А соответствует магматическому очагу, слой В – гранит-мигматит-метаморфическому («жесткому») фундаменту, а слой С – осадочному чехлу (на схеме показаны в тех пропорциях, в каких, по данным геофизики, они наблюдаются на северном склоне Большого Кавказа), можно определить следующую последовательность развития геологических событий. На первом этапе в результате ротации блоков фундамента происходит образование в чехле крупных асимметричных складок (с расстояниями равными ширине блоков фундамента), формирование зон вязкого течения вдоль плоскостей трансляции блоков фундамента, поднятие расплавов на сочленениях блоков на нижние

уровни жесткой коры (создание промежуточных очагов), их дальнейшее инъецирование в верхние слои.

На последующих этапах должна происходить трансформация складок в систему структур антиклинорно-синклинорного типа, формирование блочной структуры фундамента с образованием на границах блоков крупноамплитудных разрывных нарушений (либо систем нарушений) ассоциирующих с проявлениями магматизма различного состава, возникшими в результате эволюции первичной магмы и контаминации окружающих сиалических пород. В нижней части коры возникают плотностные и термальные неоднородности, приводящие к активизации коровых процессов, происходит метаморфизм термально-купольного типа. При ограниченном объеме очага «избыточное» количество магматического расплава вызывает подъем структуры и интрузирует в верхние горизонты.

Условиями реализации модели являются холодное состояние коры, глубинный характер разломов, ограничивающих блоки фундамента, наличие сил сжатия в коре и магматического очага (или высокопластичных пород, например, мигматитов) в ее основании. Предпосылки этих условий в регионе Большого Кавказа существуют [2, 3, 5, 7].

Модель позволяет объяснить все перечисленные выше особенности геологического строения Большого Кавказа. Из нее следует, что на контактах чехла и фундамента, даже при крутых углах падения пород, могут сохраняться их ненарушенные стратиграфические взаимоотношения; причиной образования положительных структур в чехле и более интенсивного сжатия в них может быть вздымание в результате ротации частей фундамента и появление в сочетании с дифференцированными вертикальными движениями интенсивного горизонтального сжатия на границах блоков; интервалы же между ними, в силу его жесткости, будут «теневыми» зонами; характер, интенсивность и последовательность развития складчатости изменяются в зависимости от угла ротации блоков фундамента (может происходить в несколько фаз), взаимозависимость угла ротации в различных блоках и однонаправленность вращения блоков объясняют «моноклинорный» характер залегания чехла и относительно выдержанные (по крайней мере на начальных этапах) углы падения поверхности фундамента.

Важным элементом ротационно-блокового механизма является концепция ротационного разлома – разлома с последовательно изменяющимся положением плоскости сместителя, а следствием – необходимость палинспастических реконструкций, учитывающих элементы вращения блоков для правильного понимания доскладчатой структуры фундамента.

В модели взаимосвязанными представляются складчатость осадочного чехла и блоковый характер фундамента; находит объяснение прямолинейный (сколовый) характер крупных разрывных нарушений, их крутое падение и относительная ограниченность проявления надвигов;

взаимосвязь магматических явлений и движений фундамента во времени и закономерная приуроченность магматических тел к границам блоков и крупным разрывным нарушениям – участкам резкого утонения фундамента и одновременно зонам инъецирования снизу магматического расплава. Кроме этого, модель объясняет:

– каким образом в условиях холодной коры и жесткого фундамента может происходить смятие чехла и образование складчатой системы ?

– на чем может быть основана временная связь магматических процессов и фаз складкообразования ?

– каким образом в условиях интенсивного сжатия может разрешаться проблема свободного пространства при внедрении магматического расплава ?

– каким образом в приповерхностные условия могут быть быстро выведены толщи глубоко метаморфизованных пород высоких фаций метаморфизма ?

Литература

1. Гутерман В.Г. Механизмы тектогенеза. Киев: Наук. думка, 1987.
2. Короновский Н.В., Белов А.А. Геология Большого Кавказа и Предкавказья: Достижения и проблемы // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа М.: Наука, 1987.
3. Сомин М.Л., Видяпин Ю.П. Соотношение фундамент – чехол и проблема происхождения складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987.
4. Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. М.: Наука, 1984.
5. Шенгелия Д.М., Кориковский С.П. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1984.
6. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993.
7. Хаин В.Е., Милановский Е.Е. и др. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.

Тектоника Уакитской зоны (Прибайкалье): к палеогеодинамике внутренних районов Байкальской складчатой области

Традиционные представления о тектонике Уакитской зоны и сопредельных территорий (внутренние районы Байкальской горной области), являющихся ксенолитами кровли в поле средне-позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, основывались на стратиграфических схемах, в которых проводилась слабо обоснованная биостратиграфическими данными и данными абсолютной геохронологии схема корреляция отложений удаленных и тектонически разобщенных фрагментов разрезов, в том числе между разделенными сутурами тектоническими блоками (террейнами). С этих позиций Уакитская зона рассматривалась в составе байкалид с отнесением большинства стратиграфических подразделений к позднему докембрию (раннепротерозойские метавулканиты горбылокской толщи, позднепротерозойские терригенно-карбонатные отложения уакитской серии). Как и в соседних структурно-формационных зонах, надежно датированы только кембрийские карбонатные толщи (юктоконская свита) с базальными терригенными отложениями (гольцовая свита).

В последние годы в ходе нового этапа геолого-съёмочных работ, современных структурных исследований, переосмысления и ревизии большого палеонтологического материала в Прибайкалье наметилась общая тенденция омоложения возраста «немых» толщ и пересмотра региональных стратиграфических схем с точки зрения концепции тектоники террейнов. Новые данные, полученные нами в процессе совместной работы с сотрудниками ГФУП «Бурятгеоцентр», свидетельствует о применимости тектоно-стратиграфического подхода к построению схемы стратиграфии данного района и возможности нетрадиционной интерпретации полученных данных.

1. Горбылокская толща, представленная метаморфизованными в зеленсланцевой фации вулканитами, по своей внутренней структуре и степени метаморфических преобразований сопоставима с келянской толщей рифейского возраста, образования которой изучались нами ранее в пределах Келяно-Иракиндинской зоны. В структуре пород зафиксировано по меньшей мере три этапа деформационных преобразований, контакты с более молодыми неметаморфизованными отложениями только тектонические. Предполагается, что образования горбылокской толщи можно отнести к островодужному структурно-вещественному комплексу

¹ Геологический факультет МГУ

² ГФУП «Бурятгеоцентр»

су рифейского (?) возраста в составе допалеозойского аккреционного фундамента территории.

2. Нижне-среднекембрийские карбонатные породы юктоконской серии – единственные стратифицированные образования, возраст которых в настоящее время общепризнан и они уверенно коррелируются с кембрием как Прибайкалья, так и всего Саяно-Байкальского региона. При этом, карбонаты имеют также исключительно тектонические контакты с разновозрастными терригенными образованиями, сложное чешуйчатое внутреннее строение и слагают наиболее крупные фрагменты региональной покровной структуры. В разрезе наблюдается неоднократное дуплетирование литологически однородных толщ, нарушение стратиграфической последовательности путем совмещения в разрезе как разновозрастных фациально различающихся отложений, так и пород значительного возрастного диапазона (кембрий-силур?). Основание юктоконского покрова и отдельных пластин внутри него маркируется телами меланжированных тектоно-гравитационных микститов существенно карбонатного состава. Из матрикса микститов выделен представительный палинокомплекс франско-фаменского возраста.

3. В крупных фрагментах тектонических покровов кембрийские карбонаты прорываются субвулканическими телами габброидов с возрастом 414–433 млн. лет (К-Аг метод, по данным Г.Л.Митрофанова). Последние комагматичны подушечным базальтам, ассоциирующим с яшмоидами и слоистыми силицитами и также находятся в аллохтонном залегании в виде клиппов и отдельных тектонических блоков в Сырхской зоне смятия.

4. Основной объем уакитской серии представлен парагенезом гравитационных карбонатно-терригенных образований – нормальным флишем, отложениями зерновых потоков повышенной плотности, дебризных потоков с горизонтами гравитационных олистостром кембрийских карбонатов (?) и т.п. Толща характеризуются сходным складчато-надвиговым строением; по данным структурных исследований крупные складки в породах мухтунной и нерундинской свит образованы по более ранним внутриформационным субпослойным или кососекущим по отношению к слоистости надвигам. Совокупность микро- и макроструктурных особенностей этих отложений, сходная с таковыми, наблюдаемыми в палеозойских породах (с учетом разности их литологического состава и механических свойств) и характерный спектр микрофоссилий (с преобладанием спор плохой сохранности, распространенных в девоне-карбоне), свидетельствуют о большей вероятности средне-позднепалеозойского возраста этого структурно-вещественного комплекса.

5. Есть все основания для рассмотрения значительной части палеозойских осадочных толщ спорной возрастной принадлежности в качестве микститов различного происхождения и вмещающих их отложений (фрагментами – юктоконская серия, санские свиты и др.). В ряде случаев это подтверждается структурными наблюдениями и удовлетворительно

объясняет факты совмещения макро-, микрофауны и палинокомплексов различного возраста.

В современной структуре сравнительно небольшой Уакитской площади Средне-Витимской горной страны тектонически совмещены несколько разновозрастных структурно-вещественных комплексов (СВК), различающихся геодинамическими условиями своего формирования. В их последовательной смене отражена геологическая история региона, охватывающая интервал времени от позднего докембрия до, вероятно, среднего-позднего палеозоя. Степень сохранности СВК, полнота и информативность характеризующих их признаков (литологических, фациальных, формационных, микро- и макроструктурных, палеонтологических, изотопно-геохронологических и др.) существенно различаются для отдельных комплексов пород. На нынешнем этапе исследований не всем СВК может быть дана однозначная геодинамическая интерпретация. Выделение средне-позднепалеозойских вещественных комплексов по совокупности структурных, литологических и палеонтологических критериев позволяет конкретизировать геодинамические реконструкции для этого сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса, обозначаемого ранее как площадь с неясным типом коры на протяжении большей части палеозоя.

Предварительная геодинамическая модель развития Уакитской зоны предполагает развитие в раннем (раннем-среднем палеозое) на теле позднедокембрийского неократона (горбылокская толща) образований пассивной континентальной окраины или задугового бассейна (шельфовые фации юктоконской свиты, континентально-склоновые образования уакитской серии). В среднем палеозое в процессе продолжающейся аккреции островных дуг в этой части Палеоазиатского океана происходит закрытие бассейна, сопровождавшееся этапом складкообразования и пкровообразования на общем фоне тектонического сучивания вещества. При этом в Уакитской зоне может быть зафиксировано два основных этапа структурообразования. В СВК мелководных кембрийских карбонатов и флишоидных отложений уакитской серии наблюдаются признаки более раннего и, вероятно более продолжительного конседиментационного этапа структурообразования, в течение которого закладывались субпослойные срывы, происходило перемещение конседиментационных покровов с образованием структур типа дуплексов, сопровождавшееся накоплением олистостром. Широкое развитие надвигов может свидетельствовать о близком расположении относительно жесткого фундамента. Коллизионные процессы позднего (?) палеозоя зафиксированы в структуре Сырыхской зоны смятия восток-северо-восточного простирания. На этом этапе на фоне становления гранитоидов восточного фланга Ангаро-Витимского батолита происходит усложнение структурного плана с развитием сдвигов, надвигов, структурных изгибов ранее сформировавшихся складчатых структур как в зеленых сланцах горбылокской толщи, так и терригенно-карбонатных породах мухтунной и нерундинской свит.

Внутриплитная тектоника и кимберлитовый магматизм: тектонофизический и геофизический аспекты

Вопрос о структурно-тектонических обстановках внедрения кимберлитов имеет в общем случае традиционное решение: размещение кимберлитовых полей и трубок в пределах поля контролируется скрытыми глубинными разломами, зонами разрывных нарушений или их пересечениями. Эллипсоидальная в плане морфология трубок, закономерная выдержанность ориентировки длинных осей трубок в пределах поля в одном или двух направлениях, обычно соответствующие простиранию линейных групп трубок, переход трубок с глубиной в дайкообразные тела свидетельствуют о том, что внедрение кимберлитов происходило в динамически активной среде: в условиях внутриплитного напряженного состояния верхних частей литосферы из разноориентированных трещинных неоднородностей избирательно используются разрывы только определенных направлений.

Изучение этих соотношений затруднено ввиду развития большинства кимберлитовых полей на закрытых платформенных территориях. Были выдвинуты гипотезы, в которых разрывные нарушения рассматриваются не только в качестве зон проницаемости – подводящих каналов; активная роль разрывов определяется взаимосвязями кимберлитового магматизма и механических обстановок (сжатия, растяжения, сдвига и др.) в течение этапов тектономагматической активизации [1–3]. Иными словами, структура кимберлитовых полей, наряду с другими внутриплитными структурами (рифтами, зонами дислокаций сжатия, дайковыми поясами), является отражением существовавших в геологическом прошлом внутриплитных напряжений.

Разрывно-блоковая структура кимберлитовмещающей рамы подтверждается наблюдениями над пространственным распределением трубок внутри поля. Стандартные статистические критерии оценки упорядоченности этого распределения из-за небольшого количества объектов позволяют лишь оценить очевидную тенденцию трубок к группированию в линейные группы и кусты. В то же время, дискретное пространственное распределение трубок является весьма вероятным свойством структуры кимберлитовых полей (Далдынского, Алакитского, Зимнебережного и др.). Так, для Далдынского поля можно качественно выделить наиболее вероятные интервалы расстояний (x_i) между отдельными трубками и группами трубок с отношениями $K = x_{i+1}/x_i \approx 2-2,5$. Соответствие этого значения показателю геометрической прогрессии ($K = 2-5$), харак-

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт (ЦНИГРИ), Москва, Россия

теризующей иерархическую последовательность отдельных преимущественных размеров блоковой делимости геофизической среды [4], отражает потенциальную возможность использования при внедрении кимберлитовой магмы межблоковых разрывных структур.

Рассмотрение конкретных тектонических обстановок образования кимберлитовых полей свидетельствует о неоднозначности решения вопроса об ориентировке главных динамических осей внутриплитных напряжений в течение этапов тектономагматической активизации. На современном этапе в континентальных областях преобладают внутриплитные напряжения горизонтального сжатия, а растягивающие напряжения концентрируются в узких зонах континентального рифтогенеза [5]. Можно выделить кимберлитовые поля, пространственно связанные как с древними зонами внутриплитного растяжения, так и с зонами сжатия. В последнем случае проявления кимберлитового магматизма тяготеют к концентраторам растягивающих напряжений в общей механической обстановке сжатия.

Изучение структурных особенностей и глубинного строения кимберлитовых провинций на основе геофизических данных показывает, что кимберлитовые поля на древних платформах локализуются в пределах своеобразных протяженных линейных структур – внутрилитосферных (трансгеоблоковых) магноактивных зон, выраженных как в элементах глубинного разреза земной коры и верхней мантии, так и в аномальных особенностях геофизических полей. Линейные магноактивные зоны являются составными элементами региональных внутриплитных линейно-ментных структур, выделяемых различными авторами на основе дистанционных и геофизических данных. Этим структурам подлитосферного (?) заложения свойственно длительное полициклическое развитие. Геодинамическое развитие этих линейно-ментных зон характеризуется чередованием механических обстановок сжатия и растяжения, с образованием вдоль отдельных сегментов этих структур в рифее и фанерозое авлакогенов и рифтов (Беломорский, Вилюйский и др.).

Из анализа геофизической информации следует, что для линейно-ментных структур характерно неоднородное линейно-блоковое строение. Линейно-блоковые структуры линейно-ментных систем образуют в разрезе литосферы структурные неоднородности с аномальными по отношению к вмещающей среде физическими параметрами: в гравитационном и магнитном полях это выражается в виде региональных линейных систем низко-среднечастотных аномалий Δg и $(\Delta T)_a$. Магноактивные трансгеоблоковые зоны в составе линейно-ментных систем располагаются над зонами перегиба поверхности Мохо и сложены блоками меланократовых пород, насыщенными продуктами базит-гипербазитового магматизма и метаморфизованными в условиях высоких – умеренных температур и давлений.

Признаками выделения магноактивных зон в потенциальных полях являются протяженные полосовые среднечастотные положительные

аномалии Δg , сопровождаемые линейными элементами магнитного поля соответствующих простираний и осложненные отдельными среднечастотными гравитационными максимумами различной интенсивности близизометричной или слабовытянутой формы, соответствующие внутрикоровым аралам глубинного докембрийского базит-гипербазитового магматизма в пределах магмоактивных зон.

Локализация кимберлитовых полей определяется узловыми структурами пересечения магмоактивных зон, пространственно совмещенными с кольцевыми структурами очагового типа, которые обычно расположены на флангах внутрикоровых арсалов докембрийского базит-гипербазитового магматизма. Одним из признаков такого рода структур являются системы оперяющих разрывных нарушений, секущих по отношению к одной из магмоактивных зон.

Таким образом, анализ глубинного строения фундамента платформенных территорий на основе геофизических данных свидетельствует о приуроченности кимберлитовых полей к межблоковым внутриплитным структурам, главным образом участкам их пересечения. Структура кимберлитовых полей отражает характер напряженного состояния литосферы при их внедрении и, вероятно, определяется разрывно-блоковым дискретным строением пород рамы. Зависимость пространственного распределения непосредственно кимберлитовых полей от внутриплитных напряжений более неоднозначна, но, по всей вероятности, при прочих равных условиях при внедрении кимберлитовой магмы избирательно используются внутрикоровые и внутрилитосферные линейные и узловые неоднородности, которые в данной механической обстановке являлись концентраторами растягивающих напряжений.

Литература

1. Шинут Б.Р. Тектонические обстановки проявлений магматизма на востоке Сибирской платформы в неогее // Геотектоника. 1992. № 3. С. 45–65.
2. Deakin A.S., White S.H. Shear zone control of alkali intruzives; examples from Argyle, Northwestern Australia and Yengema, Sierra Leone, West Africa // Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration. Proceeding of the Fifth International Kimberlite Conference. 1991. V. 2. P. 251–258.
3. Helmstaedt H.H., Gurney J.J. Geotectonic controls of primary diamond deposits: Implications for area selection // J. Geochem. Explor. 1995. V. 53. P. 125–144.
4. Садовский М.А., Полховитинов Л.Е., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмические процессы. М.: Наука, 1987.
5. Zoback M.L. First and second order patterns of stress in the lithosphere // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 11703–11708.

Особенности погружения Предкавказских прогибов на позднеальпийском этапе

Результаты backstripping-анализа, проведенного для прогибов Предкавказья [1–3], позволяют сделать следующие общие выводы.

Тектоническая компонента погружения составляет примерно 1/3 общей амплитуды погружения, остальные 2/3 обусловлены нагрузкой мощных осадочных толщ. Таким образом, прогибы Предкавказья в значительной мере «экзогенные».

Образование краевых прогибов принято связывать с орогенным этапом развития складчатого сооружения (т.е. с этапом конэрозионного поднятия, по терминологии Н.П.Костенко), когда происходит интенсивная денудация горной системы и накопление молассовых толщ. Тем не менее, как показывает анализ фаций и мощностей в Предкавказских прогибах, их первое интенсивное погружение началось в олигоцене, задолго до начала орогенеза (в позднем сармате).

Основные события в прогибах связаны по времени с фазами складчатости и орогенного поднятия в Кавказской горной области, а следовательно, – со сложными региональными процессами движения и взаимодействия плит и микроплит в Кавказском секторе Альпийского пояса.

Традиционно считается, что формирование краевых, или передовых, прогибов обусловлено нагрузкой на край плиты горного сооружения, которое надвигается в сторону платформы (форланда). Действительно, в большинстве случаев «классических» краевых прогибов, таких как Предуральский, Предаппалачский, Предальпийский, Предкарпатский, имеет место общая вергентность складчатого горного сооружения в сторону платформы. Однако Большой Кавказ характеризуется отчетливой вергентностью к югу; надвигание в северном направлении, по-видимому, было несоизмеримо меньшим, и Предкавказские краевые прогибы занимают «тыловое», а не «передовое» положение в общей структуре Кавказского сектора пояса. Тем более интересен вопрос о механизме их формирования.

В.О.Михайловым и Е.П.Тимошкиной была разработана математическая модель мелкомасштабной конвекции в литосфере под коллизионным поясом [4], которая показывает принципиальную возможность образования краевых прогибов на периферии орогенной области вне зависимости от направления надвигания орогена. Эта модель была применена к Предкавказским прогибам [3] и показала очень хорошую сопоставимость с их историей погружения, рассчитанной backstripping-методом, и по амплитуде и скорости тектонического погружения, и по форме по-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

перечного сечения прогибов (их внутренний борт заметно более крутой, чем внешний, платформенный). Несколько фаз погружения и поднятия в течение эоцена–антропогена, отмечаемые на кривых погружения в прогибах, в рамках модели Михайлова и Тимошкиной можно объяснить проявлением нескольких фаз коллизионного сжатия в Кавказском секторе пояса.

Возможность возникновения краевых прогибов «в тылу» складчатого сооружения подтверждается также и моделью динамики реологически расслоенной литосферы при континентальной коллизии, которая была разработана В.С.Захаровым [5]. Основным результатом учета упругих свойств подкоровой литосферы в этой модели является формирование краевых прогибов значительных горизонтальных размеров и глубин с обеих сторон коллизионного орогена. Их возникновение связано именно с характером взаимодействия коры с подкоровой литосферой, оно может происходить и при отсутствии осадконакопления.

Следует отметить, что предложенные механизмы не являются единственными для объяснения образования краевых прогибов и могут действовать совместно с другими, например, – с общим опусканием всей коллизионной области или ее отдельных сегментов (этим, возможно, объясняется тот факт, что наиболее глубокая часть Индоло-Кубанского прогиба соседствует с областью периклинального погружения складчатых структур Крыма и Кавказа).

Литература

1. *Клавдиева Н.В.* Анализ тектонического погружения в прогибах Предкавказья в позднемиоценовое–кайнозойское время // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 300–302. (Материалы XXXII Тектонич. Совещ.; Т. I).
2. *Клавдиева Н.В.* Различия кайнозойской истории Западного и Восточного Предкавказья в связи с коллизией в Кавказском секторе Альпийского пояса // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Материалы конференции, посвященной 90-летию Г.П.Горшкова (1909–1984). Первые Горшковские чтения. М., МГУ, 26 апреля 1999 г. С. 4–5.
3. *Mikhailov V.O., Panina L.V., Polino R., Koronovsky N.V., Kiseleva E.A., Klavdieva N.V., Smolyaninova E.I.* Evolution of the North Caucasus foredeep: Constraints based on the analysis of subsidence curves // *Tectonophysics*. 1999. V. 307, № 3–4. P. 361–379.
4. *Mikhailov V.O., Timoshkina E.P., Polino R.* Foredeep basins: The main features and model of formation // *Tectonophysics*. 1999. V. 307, № 3–4. P. 345–359.
5. *Захаров В.С.* Динамика реологически расслоенной литосферы при континентальной коллизии: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1996. 20 с.

Плитотектоническое районирование нефтегазоносных областей России и сопредельных стран

Прогноз и поиск нефти и газа в современных условиях предусматривает построение карт нового поколения. К ним относятся прежде всего карты палеогеодинамических реконструкций континентов и океанов, геодинамических моделей эволюции региона (бассейна), плитотектонического, нефтегазогеологического районирования, прогноза фильтрационно-емкостных свойств продуктивных горизонтов и др.

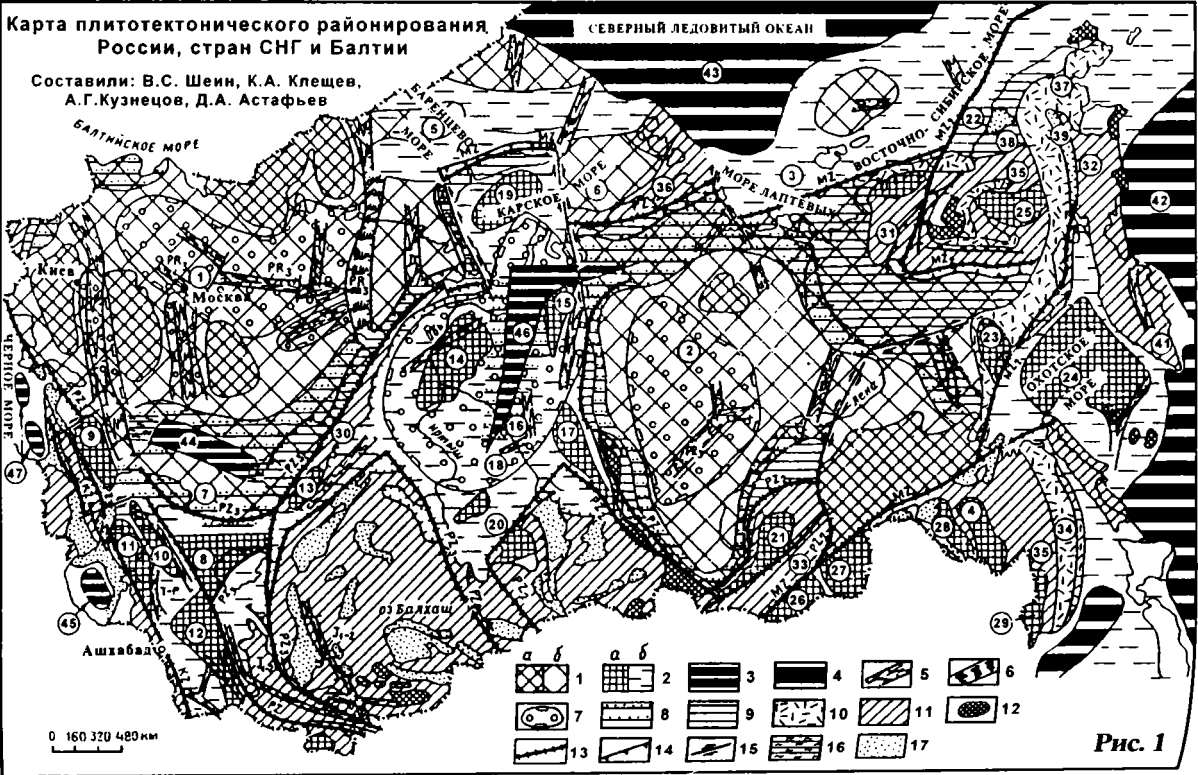
Карты палеогеодинамических реконструкций для нефтегазоносных областей мы составляем, исходя из глобальных реконструкций плит, но с более детальным выделением структур, контролирующих осадконакопление (рифты, пассивные окраины, орогены столкновения плит и др.). На геодинамических моделях эволюции региона, бассейна осадконакопления мы показываем смену геодинамических обстановок вдоль определенных направлений, пересекающих ряд плитотектонических структур, чаще всего вкрест простирания.

Итоговым документом являются карты плитотектонического районирования нефтегазоносных областей. Главным при составлении таких карт является определение глубинного строения региона, выделение литодинамических комплексов, этажей, выяснение их структуры, тектонодинамических взаимоотношений, геодинамической эволюции.

Для нефтегазоносных регионов наибольшее внимание мы уделяем анализу информации по осадочным комплексам. Геодинамический метод помогает шире раскрыть и показать их генетическую природу. На картах плитотектонического районирования нефтегазоносных областей необходимо отразить геодинамическую эволюцию регионов путем показа наиболее важных плитотектонических структур, таких как пассивные окраины континентов, микроконтиненты, рифты, надрифтовые депрессии, инверсионные поднятия и другие с учетом времени их формирования.

Особую роль при составлении плитотектонических карт приобретает выделение ограничений палеоплит, микроплит, блоков, определение тектонической природы разломов, глубинности их проявления. Глубинные разломы, например, в зависимости от глубины их проникновения, разделены на транслитосферные, транскоровые, внутрикоровые и т.д.; по преобладанию геодинамических обстановок – на разломы расхождения, схождения, столкновения, транзита. На картах плитотектонического районирования выделены швы расхождения, столкновения, швы скольжений плит и показан возраст их образования.

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ) Москва, Россия



←
Рис. 1. Наиболее крупные плитотектонические элементы: 1 – крупные палеоконтиненты (древние платформы): а – докембрийский континентальный фундамент на поверхности и залегающий под маломощным (до 500 м) осадочным чехлом, б – докембрийский континентальный фундамент, залегающий под осадочным чехлом мощностью более 500 м; 2 – осколки крупных палеоконтинентов (малые палеоконтиненты, молодые платформы): а – гетерогенный протерозой-палеозойский континентальный фундамент малых палеоконтинентов под осадочным чехлом и на поверхности, б – палеозойское складчатое основание, образованное в результате столкновения малых палеоконтинентов под осадочным чехлом; 3 – палеоконтиненты (сохранившиеся фрагменты океанической коры внутри палеоконтинентов); 4 – современные океаны и моря с океанической корой.

Плитотектонические элементы палеоконтинентов, палеомикроконтинентов и океанов, сформированные в результате расхождения плит: 5 – континентальные рифты; 6 – континентальные рифты, трансформированные сжатием плит; 7 – надрифтовые депрессии на крупных и малых палеоконтинентах; 8 – пассивные континентальные палеоокраины, не подвергшиеся трансформации в результате столкновения плит; 9 – пассивные континентальные палеоокраины, трансформированные столкновением плит. Плитотектонические элементы в области схождения и столкновения плит: 10 – вулканические поля; 11 – орогены столкновения плит на поверхности; 12 – террейны в зонах орогенов столкновения плит; 13 – швы столкновения плит; 14 – крупные надвиги. Плитотектонические элементы в области скольжения плит: 15 – трансформные разломы, сдвиги; 16 – трансформные континентальные палеоокраины; 17 – межгорные впадины и прогибы.

Основные плитотектонические элементы, приведенные на карте (цифры в кружках). Крупные палеоконтиненты: 1 – Восточно-Европейский, 2 – Сибирский, 3 – Лаптевский, 4 – Амурский, 5 – Баренцевоморский, 6 – Восточно-Карский. Малые палеоконтиненты: 7 – Гурьевский, 8 – Устьюртский, 9 – Северо-Кавказский, 10 – Южно-Мангышлакский, 11 – Карабогазский, 12 – Каракумский, 13 – Мугоджарский, 14 – Уват-Ханты-Мансийский, 15 – Недояхский, 16 – Усть-Тымский, 17 – Верхнехетский, 18 – Межовский, 19 – Карский, 20 – Барнаульский, 21 – Баргузинский, 22 – Восточно-Чукотский, 23 – Охотский, 24 – Охотоморский, 25 – Омолонский, 26 – Центральнo-Монгольский, 27 – Приаргуньский, 28 – Хингано-Буренский, 29 – Ханкайский. Основные орогены столкновения плит: 30 – Уральский, 31 – Верхояно-Колымский, 32 – Корякско-Камчатский, 33 – Монголо-Охотский, 34 – Сихотэ-Алинский, 35 – Алазейский, 36 – Таймырский, 37 – Чукотский, 38 – Южно-Ануйский. Крупные океаны и палеоконтиненты: 42 – Тихий, 43 – Северный Ледовитый. Фрагменты палеоокеанов в пределах палеоконтинентов: 44 – Уральского палеозойского в пределах Прикаспия, 45 – Тетиса в пределах Южного Каспия, 46 – Обского в пределах Западной Сибири, 47 – Тетиса в пределах Черного моря. Некоторые другие плитотектонические структуры: 39 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, 40 – Алеутская островная дуга, 41 – Курило-Камчатская островная дуга

Важным также является изображение на картах тектонической природы структур, обрамляющих платформы, т. е. различные типы орогенов столкновений. Например, ороген столкновения континент–континент, континент–микроконтинент, континент–островная дуга и т.д. Необходимо также показывать на картах швы столкновения плит, разделяющих обрамления платформ на внутренние и внешние зоны. Это помогает прогнозировать состав и строение аллохтонных нефетпродуктивных толщ, их соотношение с автохтонными литодинамическими комплексами.

Геодинамический метод составления плитотектонических карт по-

←
Рис. 2. Микроконтиненты: 1 – Туранский; 2 – Северо-Кавказский; 3 – Каракумский; 4 – Восточно-Европейский континент; 5 – Гурьевский, Устюртский; 6 – Соль-Илецкое, Кызылджарское краевые плато – структурно-геоморфологический элемент (осколок) пассивных окраин Восточно-Европейского континента; 7 – граница Центрально-Прикаспийского межконтинентального рифта; 8 – океаническая кора; 9 – пассивные континентальные окраины; 10 – трансформные континентальные окраины; 11 – швы скольжения плит (индекс – время скольжения); 12 – швы столкновения плит (индекс – время столкновения); 13 – швы расхождения плит (рассеянный спрединг); 14 – внутриконтинентальные рифтовые зоны и соответствующие им надрифтовые прогибы (в числителе – время формирования рифта, в знаменателе – надрифтового прогиба или пассивной окраины); 15 – крупные месторождения нефти и газа; 16 – ороген столкновения плит; 17 – надвиги, шарьяжи; 18 – фронт шарьяжей; 19 – граница выклинивания соляно-ангидритовых толщ; 20 – Камско-Кинельская система прогибов; 21 – основные морфологические структуры: а – поднятия, б – прогибы. Цифрами обозначены: трансформные окраины (I – Аралсорская, II – Кызылджарская); пассивные окраины (III – Карачаганакская, IV – Зилаирская, V – Актюбинская, VI – Бийсжалская, VII – Каракульская, VIII – Астраханская, IX – Эмбинская, X – Мынсуалмасская); XI – Центрально-Устюртская трансформная и пассивная окраина; XII – Эмбинский рифт; XIII – Центрально-Прикаспийский рифт; XIV – Уральский ороген столкновения Восточно-Европейского и Казахского континентов

зволяет выделить различные типы фундамента, предчехольных промежуточных комплексов. В частности, в пределах обрамлений Восточно-Европейской платформы выделяются следующие типы фундамента: континентальный (кристаллический), океанический (автохтонный), океанический обдуцированный, складчатое основание.

Исходя из вышеизложенных принципов, во ВНИГНИ составлены карты плитотектонического районирования нефтегазоносных регионов России и сопредельных стран масштаба 1:5 000 000 (рис. 1), а для отдельных нефтегазоносных бассейнов и регионов – масштаба 1:2 500 000 – 1: 500 000. Пример составления карты плитотектонического районирования отдельного нефтегазоносного бассейна показан на рис. 2.

Карты плитотектонического районирования нефтегазоносных областей являются основой нефтегазогеологического районирования, прогнозирования суббассейнов, районов и зон нефтегазонакопления. Учитывая генетическую сторону плитотектонических элементов, можно предварительно оценить их углеводородный потенциал, т.е. появилась возможность перейти на более достоверный уровень количественной оценки ресурсов углеводородов и обоснования наиболее эффективных направлений региональных и поисковых работ.

Зоны сдвигового тектонического течения Карельского массива (Балтийский щит)

В пределах Карельского массива Балтийского щита широко распространены зоны объемного сдвигового течения, охватывающие значительные по площади территории. Данные структуры образуют системы сопряженных сдвиговых зон различного порядка и ранга, обуславливают высокую дифференциальную делимость и общую объемную подвижность кристаллического основания и протоплатформенного чехла Карельского кратона. Сочетание сдвиговых зон ССВ и СЗ простираний обуславливает общую линзовидно-петельчатую и складчато-линзовую структуру данной области, обеспечивает вращение структур различного ранга и горизонтально-продольное тектоническое течение горных масс.

Наиболее интенсивное развитие сдвиговых зон Карелии имело место в ходе свекофеннского (1900–1600 млн лет) этапа тектонометаморфической ремобилизации, но имеются признаки и более раннего (ребольский этап), а также более позднего (неотектонический этап) их проявления. В целом, данные зоны являются долгоживущими нарушениями: для них весьма характерно развитие в унаследованном режиме с формированием более молодых структур за счет более древних. В пространственном отношении сдвиговые зоны часто приурочены к лопийским зеленокаменным поясам и ранние стадии их формирования связаны с поздними этапами развития зеленокаменных структур. Последующее их развитие во многом определяло характер геологического размещения и тектонометаморфические преобразования нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов.

Обособлены два главных типа сдвиговых зон: а) зоны пластического и б) хрупкопластического сдвигового течения. Первые развиты в крайних частях Карельского массива, вторые – в центральной его части. Рассмотрим особенности структурного развития сдвиговых зон на примере Северо-Карельской (пластический тип) и Койкарской (хрупкопластический тип) структур.

Северо-Карельская (СК) зона сдвигового течения развита вдоль северного обрамления Карельского массива в приграничной области с Беломорской зоной. Она отличается интенсивным проявлением деформаций, метаморфизма и магматизма, связанных с раннепротерозойским протоплатформенным этапом развития Балтийского щита. Тектонический облик СК зоны определяется существованием относительно узкой (1–3 км) шовной области и обширных без четких ограничений областей обрамления. Шовная часть зоны характеризуется высокой степенью ли-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

неаризованности и интенсивным сплющиванием структур в субвертикальной плоскости. Нижнепротерозойские породы, выполняющие шов, представляют собой тонко расслоенные в результате метаморфической дифференциации тектониты, включающие линзы – будины нижнепротерозойских габбро-ультрабазитов. В слоистых образованиях развиты складки пластического течения, часто колчановидной морфологии, будинаж-структуры, различные виды минеральной и структурной линейности с субгоризонтальным положением оси максимального удлинения, указывающим на интенсивное продольное вертикально-плоскостное течение горных пород.

Тектоническая структура областей обрамления отличается менее неаризованным стилем и сложной виргацией протерозойских складчатых структур. В фундаменте отчетливо обособлены линзовидные домены (купольно-сдвиговые структуры), ограниченные субвертикальными сдвиговыми зонами высокого порядка. Центральные части доменов нередко образуют асимметричные купола, реализующиеся в гранито-гнейсовые покровные колчановидные складки, шарьированные вдоль оси удлинения линзовидных доменов. Протерозойские комплексы образуют диагонально-складчатые и покровно-складчатые структуры, в целом конформные структурам кристаллического фундамента.

Для образований архейского фундамента и нижнепротерозойского проточехла СК зоны отмечаются единая структурно-метаморфическая зональность и коррелирующиеся друг с другом структурно-вещественные парагенезы. Метаморфические преобразования соответствуют кианит-силлиманитовой фациальной серии, носят синтетектонический характер, сопровождаются явлениями мигматизации и общей гранитизации, что обуславливает структурно-вещественную гомогенизацию разновозрастных комплексов, развитых в пределах зоны. Комплекс этих признаков является весьма характерным для зон пластического сдвигового течения.

Ранние этапы формирования СК зоны отражают ее правосдвиговую кинематику [1]. Характер свекофенских структурных парагенезов СК зоны свидетельствует о смене кинематики и о развитии преимущественно левосдвиговых перемещений, развивавшихся на фоне общего вертикально-продольного тектонического течения [2]. Развитие левосдвиговых перемещений сопровождалось вращением складок и линзовидных доменов к плоскости течения с формированием на их месте новых диагональных структур. На более поздних этапах структура испытывает субгоризонтальный изгиб в связи с выдвиганием Карелид к северу и формированием Кукаозерской дуги.

Койкарская зона сдвигового течения расположена в центральной части Карельского массива и прослеживается в ССВ направлении вдоль западного обрамления Онежской синклинали. Все разновозрастные комплексы пород, участвующие в строении зоны, пронизаны линзовидно-пелетчатой системой крутопадающих разрывов – зон рассланцевания и

бластомилонитизации, – вдоль которых отмечается тектоническое перемешивание и вращение тектонических линз [3]. В целом, зона наследует простираение лопийского зеленокаменного пояса и является долгоживущим нарушением с существенно сдвиговой кинематикой. Структурно-вещественные парагенезы Койкарской зоны характерны для зон хрупко-пластических сдвиговых деформаций. Тектониты представлены зеленосланцевыми динамометаморфитами, а сингенетичные структурные формы составляют системы сопряженных конических складок, С-S – структуры и пологая линейность удлинения, главные и вторичные сдвиги Риделя, диагональные складки чехла и сдвиговые дуплексы, структуры вращения и асимметричные морфоструктуры. В пределах зоны широко развиты купольно-сдвиговые структуры, формирование которых происходило в узлах локального продольного нагнетания.

В процессе ребольского (AR_2) тектонометаморфического цикла в пределах зоны развивались объемные левосдвиговые перемещения. В раннем протерозое структура испытывает ремобилизацию и приобретает правосдвиговую кинематику с развитием протерозойских структур в унаследованном от более древнего структурного плана режиме. При этом зона была динамически сопряжена со сдвиговыми структурами СЗ простираения (Кумсинская, Центрально-Карельская зоны), что в совокупности обуславливало линзовидно-доменную делимость, вращение и латеральное сдвиговое течение горных масс.

Вопрос: в чем состоит причина изменения кинематики сдвиговых зон Карельского массива, остается открытым. Это могло быть связано с циклической сменой режимов растяжения и сжатия, а также с общим вращением структур в условиях сдвиговых деформаций глобального масштаба. Такое допущение предполагает высокую степень объемной подвижности и значительное изменение внутренней структуры и формы Карельского массива, связанное с взаимодействием сопряженных сдвиговых зон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-65366).

Литература

1. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
2. Колодяжный С.Ю. Геотектоника. 1998. № 6. С. 72–89.
3. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.

Коллизия дуга – континент и инверсия субдукции: пример Камчатской орогенной области и экспериментальное моделирование

Тектонические структуры Камчатской орогенной области (Срединный и Восточные хребты) сформировались в результате коллизии верхнемеловой–палеоценовой Ачайваям-Валагинской островной дуги с континентальной окраиной Азии в раннем кайнозое. Анализ тектонических структур Южной Камчатки (рис. 1) показывает, что в процессе коллизии произошло надвигание структур дуги на структуры окраины в запад-северо-западном направлении (Ирунейский надвиг) и ретрошарьирование вдоль восточного края дуги, сопровождавшееся тектонической аккрецией к ней фрагментов палеоцен-эоценовой океанической коры со стороны Тихого океана (Ветловская шовная зона).

Оба тектонических события устанавливаются для структур верхнекорового и среднекорового уровней. Согласно геодинамической модели [1], покровообразование и ретрошарьирование являются взаимосвязанными стадиями единого процесса, обусловленного коллизией дуги с окраиной Азии. Первая стадия соответствует началу поддвига континентальной окраины под дугу, который был заблокирован и сменился поддвигом океанической плиты с обратной стороны дуги, что привело к смене полярности субдукции. Геодинамическая обстановка коллизии дуга–континент, реконструируемой в Камчатском орогенном поясе около 50 млн лет назад, может быть сопоставлена с зоной современной активной коллизии в северной части о-ва Тайвань, где дуга Лусон надвигается на окраину Азии около 5 млн лет назад, и в настоящее время происходит инверсия субдукции с поддвигом Филиппинской плиты под структуры аккрезированной дуги. Процесс инверсии был спровоцирован разрушением Филиппинской плиты вдоль восточного края дуги Лусон, что было подготовлено наличием сопряженной зоны субдукции под дугу Рюкю [3, 4].

Принципиально новая серия экспериментов физического моделирования посвящена изучению процесса коллизии дуги с окраиной континента, протекающего с инверсией полярности субдукции. Установлено, что существенное влияние на скорость и характер развития процесса оказывают такие параметры, как мощность и строение континентальной коры в пододвигающейся плите [2], наличие вязкопластичного слоя нижней коры, мощность литосферы под дугой, расстояние от дуги до желоба. В представленном эксперименте (рис. 2) впервые тестировались наиболее продвинутые стадии процесса коллизии дуга – континент,

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

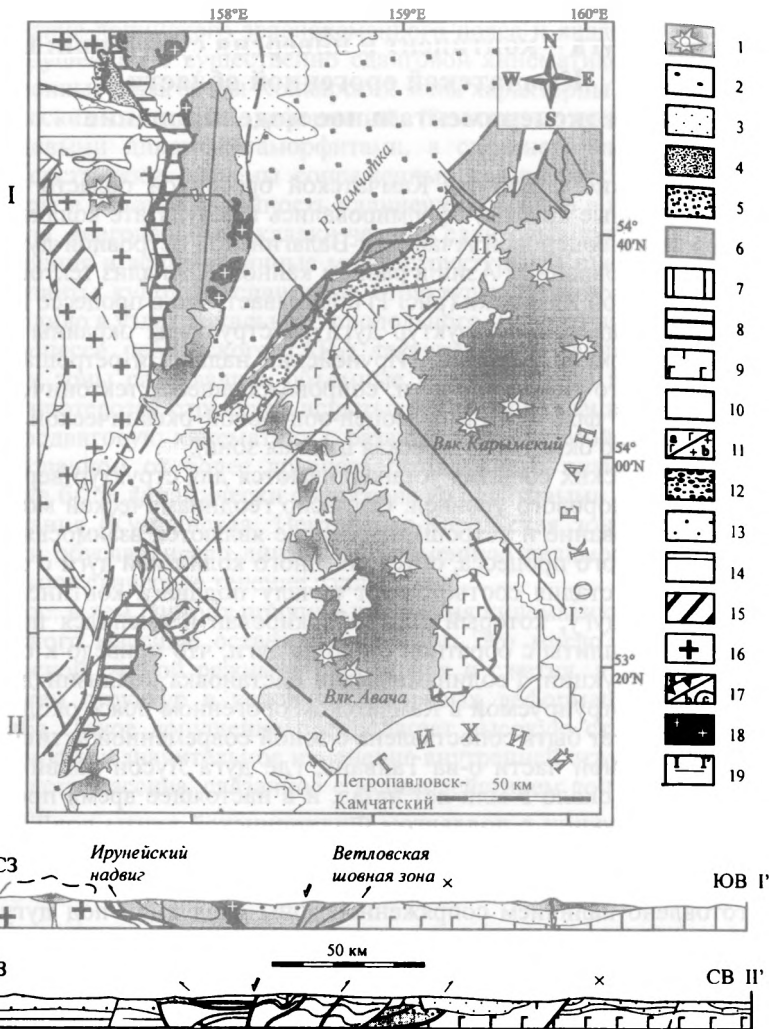


Рис. 1. Тектоническая схема и профили южной Камчатки (с использованием Геологической карты Камчатки, 1981) и [Рихтер, 1991].

1–3 – неавтохтонные образования: 1 – Восточно-Камчатского вулканического пояса (N_2-Q) и Центрально-Камчатского вулканического пояса (Pg_3-Q); 2 – Центрально-Камчатского грабена (N_1-Q); 3 – осадочные и вулканокластические образования тошевской серии и южной Камчатки (Pg_2-N_1); 4–9 – аллохтонные комплексы: 4 – хозгонская свита (K_2km); 5 – тальниковская свита (Pg_1^2); 6 – островодужные комплексы Ачайваям-Валагинской дуги ($K_2kt-Pg_1^1$); 7 – островодужные комплексы Кроноцкой дуги (K_2sp-Pg_2); 8 – ирунейский океанический комплекс (K_2st-km); 9 – ветловский океанический комплекс ($Pg_2^2-Pg_1^1$); 10 – метаморфические породы

Ганальского блока; 11 – (а) синкinemатические габбро и плагиограниты, (б) габброидный массив г. Юрчик; 12–16 – автохтонные комплексы: 12 – барабская свита (K_2kt); 13 – кихчикская свита (K_2); 14 – малкинская серия (< 83 Ma); 15 – комплексы Квахонской дуги (J- K_1); 16 – камчатская серия (127 млн. л.); 17 – (а) надвиги, (б) прочие разломы; 19 – интрузивные граниты (N_1); 20 – линии геологических профилей.

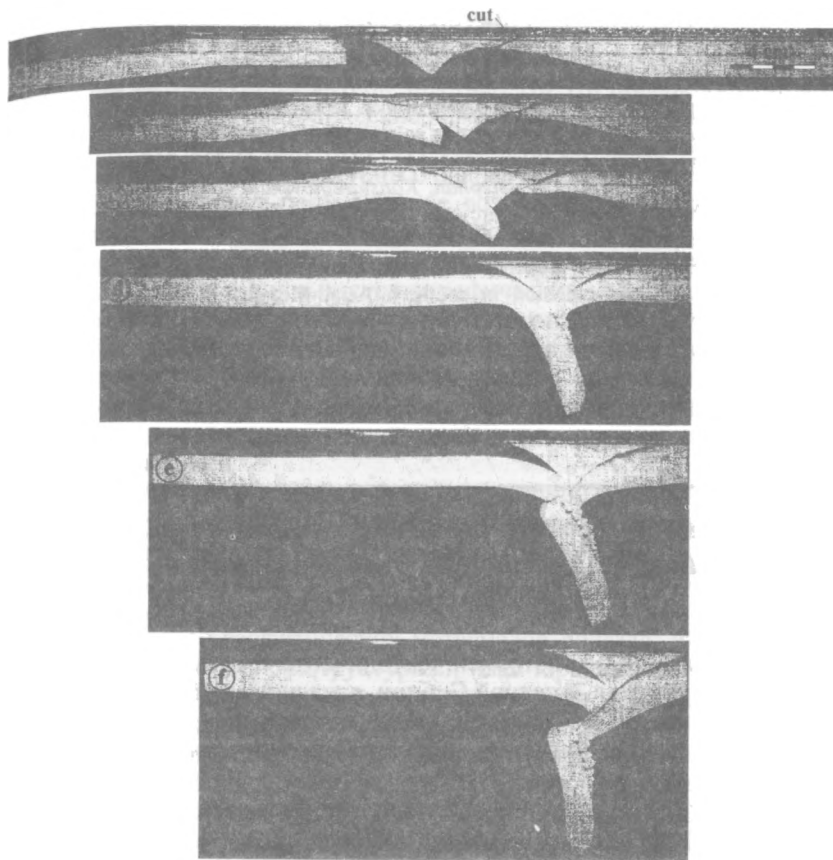


Рис. 2. Последовательные стадии деформации модели в процессе коллизии дуга – континент.

имитирующие современную геодинамическую обстановку на Северном Тайване. Для сохранения подобия с реальной геодинамической ситуацией, в модели в области дуги в надвигающейся плите был сделан разрез, как показано на рис. 2,а. Начало поддвига океанической плиты под дугу начинается одновременно с «основным» поддвигом континентальной

плиты. Дальнейший поддвиг океанической плиты приводит к столкновению обеих плит на глубине, и океаническая плита срезает континентальную. Новая зона субдукции становится стабильно развивающейся, тогда как поддвиг континентальной плиты блокирован.

Литература

1. Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии дуга–континент на примере западных окраин Тихого океана // Геотектоника. 1999. №5 (в печати).
2. Константиновская Е.А. Роль структуры континентальной окраины в геодинамике коллизии дуга – континент // Тез. докл. М.: ГЕОС. 1999. С. 315–318.
3. Chemenda A.I., Yang R.-K., J.-F. Stephan, Konstantinovskaia E.A., Ivanov G.M. New results from physical modeling of arc-continent collision in Taiwan // GSA Spec. Papers, 1999 (accepted).
4. Malavieille J. Evolutionary model for arc-continent collision in Taiwan // Int. Conf.: Active subduction and collision in southern Asia, Montpellier, France, Abstracts, 1999. P. 231–234.

В.А.Конторович¹

История тектонического развития и тектоническое строение мезозойско–кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири

Вопросы, связанные с историей тектонического развития и тектонического районирования Западной Сибири, являвшиеся объектом горячих дискуссий в конце 50-х – начале 60-х гг., в последние три десятилетия практически не рассматриваются ни на страницах печати, ни на научных совещаниях.

Настоящая работа, выполненная на новом информационном уровне, посвящена анализу истории тектонического развития и уточнению схемы тектонического строения юго-восточных районов Западной Сибири.

Основой для проведения этих исследований послужили электронные версии структурных карт м-ба 1:500 000 по наиболее надежным сейсмическим и геологическим реперным горизонтам (подошва юры; баженовская свита – поздняя юра, волжский ярус; кошайская пачка алымской свиты – нижний мел, апт; кузнецовская свита – верхний мел, турон) и карты изопахит юрского, берриас-аптского, альб-туронского, коньяк-кайнозойского мегакомплексов. В работе также были использованы ре-

¹ Институт геологии нефти и газа (ИГНГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

зультаты интерпретации 10 региональных сейсмических профилей.

Все перечисленные выше горизонты (за исключением подошвы юры) приурочены к выдержанным по толщине и получившим широкое распространение на территории Западной Сибири квазизоохронным глинистым пачкам, сформировавшимся в морских условиях в эпохи тектонического покоя. Эти обстоятельства позволяют в первом приближении принимать их за региональные поверхности выравнивания.

Анализ региональных структурных карт, характеризующих архитектуру разных структурных ярусов, показал, что эти поверхности принципиально различны – тектонические элементы, ярко выраженные в рельефе юрских горизонтов, отсутствуют, либо существенно меняют конфигурацию и размеры в структурных планах меловых поверхностей. Это обстоятельство ставит под сомнение возможность построения единой схемы тектонического строения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. В рамках настоящих исследований была построена серия тектонических схем по различным стратиграфическим уровням.

В основу изучения истории тектонического развития исследуемого региона был положен анализ изменения толщин осадочных мегакомплексов (комплексов). Зоны увеличенных толщин комплексов, ограниченных в кровле и подошве поверхностями выравнивания, интерпретировались как участки, испытывающие тенденцию к относительному погружению, и наоборот.

Поскольку в юго-восточных районах Западной Сибири наиболее перспективными в отношении нефтегазоносности являются юрские горизонты, в рамках настоящих исследований были рассмотрены тектонические процессы, которые предопределили современную архитектуру юрского структурного яруса.

Анализ геолого-геофизических материалов показал, что наибольшее влияние на современный структурный план юрских отложений оказали тектонические процессы, которые происходили в берриас-аптское и коньяк-кайнозойское время.

Берриас-аптский этап развития явился основным для формирования относительно небольших по размерам структур. В это время имели место преимущественно вертикальные тектонические движения, в которые были вовлечены относительно монолитные блоки доюрского основания.

К концу аптского века в палеорельефе баженовской свиты были сформированы куполовидные поднятия, валы, котловины и прогибы. В то же время, они не были объединены в тектонические элементы более низких порядков и их гипсометрическое положение относительно друг друга было далеко от современного.

Процесс формирования современного облика крупных тектонических элементов происходил главным образом в коньяк-кайнозойское время. Если берриас-аптские процессы носили преимущественно локальный характер, то коньяк-кайнозойские, напротив, региональный.

В целом на этом этапе развития имели место два принципиально важных процесса:

региональное погружение центральной части Западно-Сибирской мегасинеклизы относительно юго-восточного обрамления; формирование узких линейных депрессий северного направления и серии параллельных им линейных поднятий.

Относительное воздымание восточных и юго-восточных районов исследуемой территории предопределило ряд особенностей строения исследуемого региона.

1. Вдоль южного обрамления бассейна была сформирована Барабинско-Пихтовская мегамоноклираль.

2. Крупные замкнутые положительные юрские палеоструктуры, приближенные к обрамлению плиты, превратились в полузамкнутые выступы. Совкупность последних сформировала «переходную» зону между Внутренней областью и Внешним поясом плиты,

3. Крупные палеодепрессии, имевшие место на этих территориях на ранних стадиях формирования отложений чехла, оказались «раздавленными». Так, например, Кетской палеосинеклизе, имевшей место в юрский период на востоке региона, в современном структурном плане баженовской свиты соответствует полузамкнутая положительная структура I порядка – Владимировский выступ; крупной Бакчарской палеодепрессии в рельефе баженовской свиты отвечает котловина, а в структурных планах меловых горизонтов – моноклираль.

4. Положительные структуры, расположенные в западной части исследуемого региона, в современном структурном плане кровли юрского яруса расположены гипсометрически ниже, чем восточные.

Анализ структурных карт, карт изопахит и палеореконструкций, выполненных по региональным сейсмическим профилям, показал, что до конца раннего палеоцена в рельефе баженовской свиты не существовало линейной депрессии – Колтогорского мегапрогиба. В коньяк-кайнозойское время произошел процесс интенсивного погружения этой территории и, как следствие, формирование крупной отрицательной структуры – Колтогорско-Нюрольского желоба и примыкающих к ней положительных структур – Нижневартовского и Каймысовского сводов. В процессе интенсивного погружения оказалась вовлечена наиболее ослабленная «надрифтовая зона», т.е. произошел процесс обновления древней рифтовой системы – процесс «неорифтогенеза».

Анализ геолого-геофизических материалов по северным и центральным районам Западной Сибири свидетельствует о том, что аналогичные природу и время формирования имеет вся линейная «надрифтовая» мезозойско-кайнозойская депрессия, пересекающая Западную Сибирь с юга на север.

Рассматривая коньяк-кайнозойские процессы с позиции глобальной тектоники, можно предположить следующую региональную модель. В конце эоцена континентальные глыбы Африки, Аравии и Индостана

пришли в прямое соприкосновение с Евразией. Этот процесс сопровождался интенсивными складчатыми и надвиговыми деформациями. В олигоцене–миоцене в деформацию были вовлечены и глубокие горизонты коры с образованием современных альпийских горных сооружений, представителями которых являются Пиренеи, Апеннины, Альпы, Карпаты, Кавказ, Гималаи и т.д.

Вероятно, отголосок процессов регионального воздымания южных районов Евразиатского континента мы наблюдаем и в южных районах Западной Сибири. На фоне альпийской тектонической активизации «оживают» раннетриасовые рифтовые системы, что приводит к активному формированию надрифтовых прогибов и межрифтовых поднятий.

Анализ геолого-геофизических материалов позволяет сделать вывод о том, что и берриас-аптские и коньяк-кайнозойские тектонические процессы сопровождалась активным формированием разрывных нарушений.

Берриас-аптские разломы были сформированы во время, когда баженовская свита, основной «генератор» углеводородов в Западной Сибири, находилась на относительно небольших глубинах. К моменту, когда отложения баженовской свиты оказались в главной зоне нефтеобразования, эти разрывы были уже «залечены» и, следовательно, могли выполнять роль тектонических экранов и контролировать тектонически-экранированные залежи углеводородов.

Время формирования коньяк-кайнозойских разломов совпало с моментом, когда нефтематеринские породы уже находились в главной зоне нефтеобразования, а коэффициент эмиграции углеводородов достиг максимума [1]. Вероятно, эти нарушения служили не столько тектоническими экранами, сколько каналами для миграции углеводородов из баженовской свиты в вышележащие меловые горизонты. Отметим, что именно к зоне Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта тяготеют наибольшие скопления нефти и газа, открытые в меловых отложениях на территории Западной Сибири.

Литература

1. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.

Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы

Пологие неоструктуры Скифской платформы и юго-востока Восточно-Европейской традиционно связываются с вертикальными движениями блоков. Между тем, уже довольно давно накапливаются свидетельства и перемещений по горизонтали. В частности, обнаружилось взбросы и надвиги [10, 12]; в то же время, давно известны пологие сбросы, способные возникнуть только при горизонтальном растяжении [1, 13]. Факты такого рода создали почву для широких предположений о проникновении к северу альпийских коллизионных деформаций [2, 3, 9–11, 13, 15].

Настоящий доклад – попытка составить более полную картину внутриплитных горизонтальных движений. Помимо вышеупомянутых данных бурения и геофизики, для этого использовались метод анализа геокинематических структурных рисунков, рассмотренный в [2, 3], и результаты замеров зеркал скольжения и стилолитов [4–8]. Для рассматриваемого района, охватывающего широкую полосу от кряжа Карпинского на юге до Жигулей на севере, то и другое до сих пор, по существу, не применялось.

В пределах кряжа Карпинского стиль новейшей структуры определяют взбросы субширотного и правые сдвиги – северо-западного простираний [4–5]; последние ступенчато смещают главный продольный разлом кряжа, по которому он взброшен к югу, на Манычский трог [16]. Приволжско-Ергенинский субмеридиональный уступ, отделяющий одноименные возвышенности (асимметричные новейшие горсты, или наклонные блоки) от Западно-Прикаспийского плиоцен-четвертичного прогиба, характеризуется сбросовой кинематикой трещиноватости с компонентой сдвига: правого – на юге и левого – на севере [5, 8].

По данным сейсморазведки [1], листрические сбросы и наклонные блоки развиты и на западе Прикаспийской впадины – в обстановке погружения. Все это в совокупности нельзя трактовать иначе как результат субширотного растяжения. Для Саратовских дислокаций получены новые доказательства субмеридионального сжатия поперек Елшанско-Сергиевской субширотной флексуры, являющейся поверхностным выражением глубинного взброса [12] – тогда как находящиеся там же Слепцовская и Хлебновская флексуры (соответственно, северо-западного и северо-восточного простираний), по результатам замеров трещиноватости, оказались связанными со сдвигами: право- и левосторонним. Субмеридиональное укорочение и субширотное удлинение отчетливо

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

фиксируются и в структуре Жигулевских дислокаций. Подтверждено сжатие поперек одноименного разрыва (который уже давно считается надвигом [10]); кроме того, установлена его левосдвиговая компонента [6]. Единственный район, где наряду с региональным широтным удлинением проявляется противоположное широтное укорочение – субмеридиональные складки Доно-Медведицкой зоны [7], однако там его можно связать с компенсацией широтного растяжения Прикаспийской впадины.

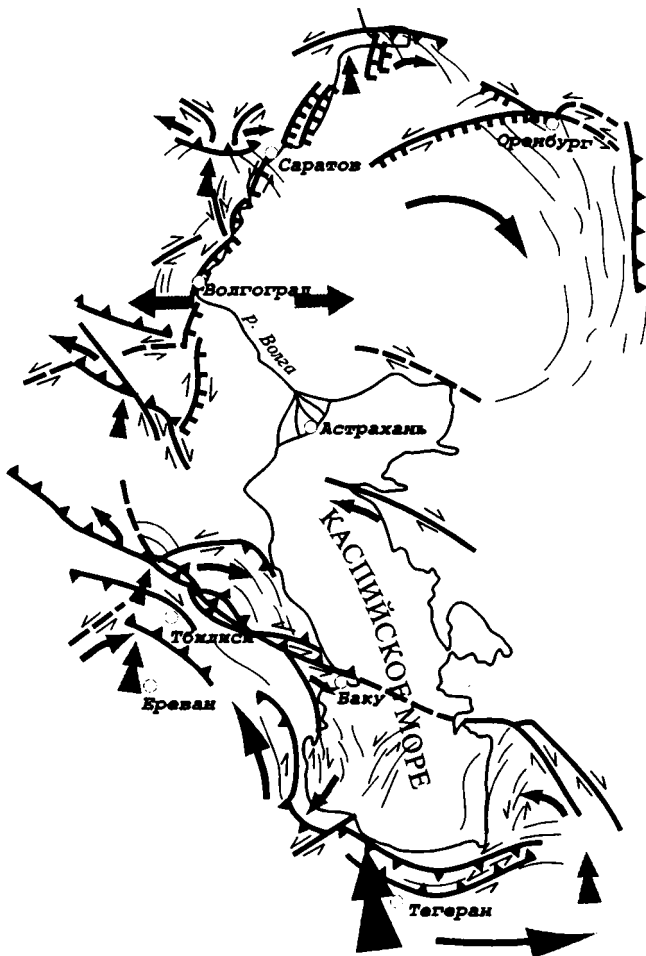
Неоструктуры разной кинематики образуют закономерный структурный рисунок. На юге платформенной области, от Мангышлака до Донбасса, протягивается домен правых сдвигов северо-западного простирания (рисунок). Левые сдвиги сгруппированы севернее: в районах Нижнего-Среднего Поволжья и на севере Прикаспия. Они имеют в целом северо-восточное простирание (от почти меридионального на западе до субширотного на востоке). На западе района, на меридиане Транскавказского поперечного поднятия, находится домен субширотных взбросов и надвигов. Восточнее, около Прикаспийской впадины, они замещаются субмеридиональными сбросами. Наконец, на самом востоке опять появляются структуры сжатия, только уже меридионального простирания – послезоценовый надвиг Мугуджар и линейные складки Актыбинского Приуралья.

Такая конфигурация структурного рисунка позволяет сделать следующие геокинематические выводы.

Напротив Аравийского клина и Кавказа платформенная область Юго-Восточной Европы на новейшем этапе испытала повышенное сжатие, которое реализовалось, во-первых, в поддвиге коры и надвигообразовании прямо напротив зоны давления и, во-вторых, в латеральном выжимании материала из этой зоны к востоку, в направлении Туранского коридора между зонами давления Аравии и Индии. Прикаспийский блок в этом поле деформаций выжимался к востоку и юго-востоку, с некоторым поворотом по часовой стрелке. Область его отрыва маркируется Западно-Прикаспийским прогибом.

Данные о широтном растяжении в Прикаспии позволяют считать, что на севере зоны динамического влияния Аравии формируется область коллизийного растяжения наподобие Байкала или Рейнского грабена, только без крупного вулканизма. Структура, которая замыкала бы сходным образом зону динамического влияния Аравийского индентора, не была известна, и в этом смысле полученные результаты восполняют имевшийся пробел. Западно-Прикаспийский плиоцен-четвертичный прогиб вместе со Средне- и Южно-Каспийским образует единую надрифтовую впадину типа современного авлакогена, образовавшуюся при глубинном широтном растяжении. Идею о том, что весь Каспийский мегапрогиб является глубинным раздвигом, сформированным в альпийском поле напряжений, ранее высказывал Л.М.Расцветаев [14].

Важные дополнительные подтверждения общности деформации Красноморского рифта, Периаравийского сегмента Альпийского колли-



**ГЕОКИНЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА
ДЛЯ НОВЕЙШЕГО ЭТАПА (НЕОГЕН-КВАРТЕР)**

	Мегаскладки и валы		Главное направление давления Аравийской плиты
	Надвиги и взбросы		Локальные участки концентрации давления
	Сдвиги		Направления латерального выжимания блоков
	Сбросы		Направления горизонтального растяжения

зионного пояса и платформ к северу от него – удивительная синхронность тектонических фаз и южная экспозиция большинства внутриплитных флексур и взбросов – такая же, как и у надвигов Альпийского пояса. Последнее обстоятельство позволяет считать, что скашивание в вертикальной плоскости, инициированное поддвигом Аравийской плиты под Евразию, продолжается далеко на север.

Работа поддержана проектами РФФИ (№№ 96-05-65870, 97-07-90074 и 99-05-65366).

Литература

1. Волож Ю.А., Волчегурский Л.В., Грошев В.Г., Шишкина Т.Ю. Типы соляных структур Прикаспийской впадины // Геотектоника. 1997. №3. С. 41–56.
2. Копп М.Л. Мегаструктуры горизонтального выжимания в Альпийско-Гималайском орогенном поясе: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН, 1991. 35 с.
3. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный Мир. 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
4. Копп М.Л. Новейшая структура Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 256–259 (Материалы XXXI Тектонич. Совещ.; Т. 1).
5. Копп М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника (в печати).
6. Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. Кинематика Жигулевского разлома // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 18–29.
7. Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. О происхождении Доно-Медведицких дислокаций // Бюл. МОИП. Отд. геол. (в печати).
8. Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Заршиков А.А. О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 4. С. 21–37.
9. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. №6. С. 3–21
10. Лобов В.А., Кавеев И.Х., Ханин И.Л. и др. О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации // Геология нефти и газа. 1974. С. 33–36.
11. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической опасности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. №3. Сп. вып. С. 53–60.
12. Машкович К.А., Шорников Б.Я., Шебалдина М.Г. О строении Елшанско-Сергиевского вала // Геология нефти и газа. 1970. №5. С. 42–46.
13. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
14. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 57. М.: Изд-во МГУ. 1973. С. 57–108.
15. Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V. Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformation: influence of the Tethyan collisional belt on the Eurasian

continent from Paris to Tien-Shan // C.r. Acad. Sci. Paris. 1996. T. 329, Serie II, P. 49–57.

16. *Sobornov K.* Structural evolution of the Karpinskiy swell, Russia // C.r. Acad. Sci. Paris. 1995. T. 321, Serie II. P. 161–169.

Н.В.Короновский, В.С.Захаров¹

Колебания блоков земной коры южного края Скифской плиты (Северное Предкавказье), в связи с образованием передовых прогибов

В пределах северного форланда складчатого сооружения Большого Кавказа находятся два передовых прогиба: Западно-Кубанский и Терско-Каспийский. Место этих прогибов нетрадиционно, так как «настоящие» передовые прогибы должны были бы находиться перед южным склоном Большого Кавказа, надвинутым на Куринскую и Рионскую межгорные впадины, аналоги истинных передовых прогибов.

Почему северные прогибы возникли там, где их не должно быть? Горно-складчатое сооружение Большого Кавказа охватывает южный раздробленный край Скифской эпипалеозойской плиты, собственно складчатый альпийский комплекс (нижняя юра – верхний эоцен) и северную часть Закавказского массива (микроконтинента). Абстрагируясь от деталей, общую картину взаимодействия двух жестких плит на этапе жесткой коллизии (поздний миоцен – антропоген) [1] можно изобразить так, как это представлено на рис. 1.

В процессе сближения южной и северной реологически хрупких плит по южному краю Скифской плиты возникла система диагональных сдвигов [2], затухающих в северном направлении и спровоцированных

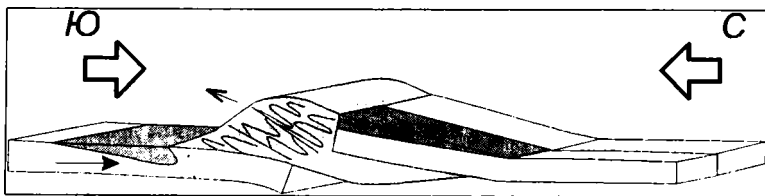


Рис. 1. Принципиальная схема образования ванн Северо-Кавказских передовых прогибов

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

перемещением к северу Аравийской плиты. Сдвиговые зоны, возникнув в плиоцене–антропогене в условиях субмеридионального сжатия, раздробили южную кромку Скифской плиты, вовлеченную в активные тектонические процессы при одновременном поддвиге к северу Закавказского микроконтинента (см. рис. 1).

При взаимодействии системы левых и правых сдвигов, раздробивших край плиты, возникали впадины, в обстановках присдвиговых растяжений. Они и явились ваннами передовых прогибов, образовавшихся как бы «не на своем месте». Подтверждение реальности этого процесса не только в имеющихся геологических данных, но и в проведенном математическом моделировании. Коллизионное горообразование объясняется развитием вязких течений в нижней коре, в результате которых происходит нагнетание материала к области коллизии, что приводит к утолщению коры (данные В.С.Захарова, 1996 г.) [3]. При этом верхняя кора деформируется упругим образом, а затем, при достижении предела прочности, происходит ее хрупкое разрушение.

Субвертикальные разломы раздробляют верхний коровый слой на отдельные блоки, которые, будучи относительно слабо связанными друг с другом, в основном силами трения, «плавают» на вязком основании – нижней коре, находясь в состоянии, близком к равновесию. Наименьшие размеры блоков (до 10 км) относятся к зоне наибольших напряжений, где сосредоточены основные деформации, т.е. к коллизионному поднятию. Области, примыкающие к этой зоне, расчленяются на более крупные блоки разломами – сдвигами под некоторым углом к оси орогена. Эти блоки связаны с краем Скифской плиты и представляют собой своеобразные «клавиши» (см. рис. 1). В динамике таких блоков, помимо сил трения и плавучести, значительную роль играют силы упругости, возникающие при их изгибе. Область блоков, соответствующая области предгорных прогибов, отделяется разломами от орогена.

Воздымающийся (вследствие нагнетания нижнекорового материала) ороген за счет сил трения передает свое вертикальное движение соседним с севера блокам. Они также начинают подниматься, однако из-за наличия набора блоков, образовавшихся вследствие сдвигов, а также из-за нелинейности сил трения, характер движения получается весьма сложным.

Для исследования динамики поведения системы построим предельно упрощенную модель. Рассмотрим линейную цепочку N жестких блоков, имеющих массу m_i (i – номер блока) плотности ρ_1 , плавающих в вязкой жидкости (вязкость η) плотностью ρ_2 ($\rho_1 < \rho_2$). Полагаем, что каждый блок прикреплен к пружине жесткостью k_i (что соответствует упругости, характеризующей каждую «клавишу»), таким образом, что в состоянии гидростатического равновесия пружина не растянута. Каждый блок соприкасается с соседними боковыми поверхностями, а сцепление обеспечивается силой трения. Все блоки соприкасаются и взаимодействуют силами трения с одним общим ведущим блоком, соответствующему

воздымающемуся горному сооружению, который движется вертикально со скоростью U_0 . Динамика каждого блока определяется балансом действующих на него силы тяжести, силы Архимеда, силы упругости, сил трения со стороны соседних и ведущего блоков, силы вязкого сопротивления.

Уравнения, описывающие движение блоков имеют вид:

$$m_i x_i'' = -k_i x_i - F_i - F_{i-1} - F_{i+1} - C v_i,$$

где x_i – вертикальное смещение i -го блока ($i = 1, \dots, N$) относительно положения равновесия; v_i – его скорость; C – коэффициент вязкого сопротивления; F_i, F_{i-1}, F_{i+1} – силы «сухого» трения, действующие со стороны ведущего блока, левого и правого соседей, соответственно; двумя штрихами обозначена вторая производная по времени. Сила сухого трения является нелинейной функцией относительной скорости смещения поверхностей взаимодействующих блоков. Рассмотрен реалистический закон трения, в котором «трения покоя» (при нулевой относительной скорости) больше «трения движения».

В результате численного решения системы получены функции изменения координат и скорости для каждого из блоков с течением времени. На рис. 2 представлены результаты расчетов для системы девяти блоков. В нижней части рисунка приведены временные развертки для смещений $x_i(t)$. Справа вверху показано положение блоков в конце рассматриваемого интервала времени. Рассматриваемая система участвует в довольно сложном колебательном движении, где, наряду с осцилляциями, определяемыми собственной частотой каждого блока, возникают неперiodические колебания со значительно большим характерным временем. Поведение отдельных блоков обнаруживает колебания вокруг одного, двух, иногда трех положений равновесия, перескоки между которыми разделены различными промежутками времени. В целом в поведении системы, при абсолютно точном задании всех параметров, обнаруживаются элементы хаоса (детерминированный хаос). Сходная по виду картина наблюдается и при некотором разбросе параметров. Однако любое малое изменение параметров скорости и трения приводит к тому, что поведение каждого блока может измениться (т.е. моменты «перескоков» становятся другими), но при этом сохраняется общий режим.

Таким образом, построена модель поведения блоковой системы, отдельные элементы которой связаны силами трения (нелинейными). В такой системе отдельные блоки, участвуя в общем процессе переработки поступающей энергии, могут вести себя относительно независимо, соседние блоки могут участвовать в «перескоках» и в одинаковом, и в противоположных направлениях: один движется вверх, другой – вниз. Данная модель объясняет некоторые аспекты заложения и эволюции Северо-Кавказских предгорных прогибов.

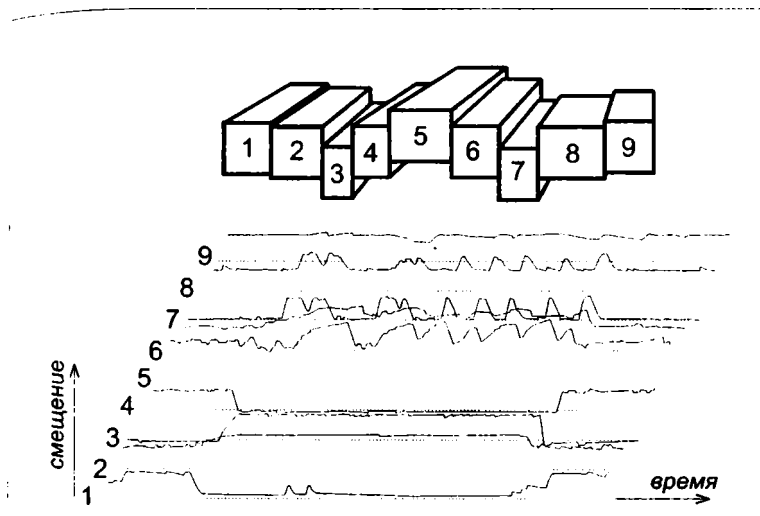


Рис. 2. Результаты моделирования динамики системы девяти блоков

Литература

1. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: Геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. №2. С. 17–35.
2. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 109–112.
3. Захаров В.С. Тепловой режим и динамика коллизионной зоны: Результаты моделирования. Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. 1999. №2. С. 18–23.

Н.В.Короновский¹, И.А.Герасимов², А.В.Копяев², Г.М.Киквадзе¹,
Е.А.Колесова²

О пределах возможного увеличения радиуса Земли в геологическом прошлом на основе анализа эволюции системы Земля–Луна

Проблема расширения Земли или даже пульсационного изменения ее радиуса в геологическом прошлом время от времени возникает в геоло-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² Государственный астрономический институт МГУ, Москва, Россия

гической литературе с целью создания альтернативной концепции современной теории тектоники литосферных плит. Сомнению подвергаются процессы субдукции, так как против спрединга на сегодняшний день возражений нет и этот процесс может считаться доказанным.

Возможность расширения Земли обычно аргументируется наличием в определенных геологические эпохи структур растяжения – рифтов, грабенов и других в верхних горизонтах земной коры, составляющей по мощности менее 0,5 % от радиуса Земли. Возникают большие сомнения в справедливости переноса процессов, происходящих в подобной «пленке» на весь земной шар. Кроме того, аргументация гипотезы расширяющейся Земли не выходит за рамки чисто геологических примеров. Авторы доклада считают необходимым обратить внимание на ряд факторов, которые обычно не рассматриваются в подобных гипотезах, но без учета которых рассуждения о расширяющейся и тем более пульсирующей Земле не имеют смысла. Некоторые из этих факторов были совершенно правильно отмечены О.Г.Сорохтиным и С.А.Ушаковым. Кратко перечислим основные из них.

1. Опуская физическую невозможность увеличения массы Земли, отметим, что при увеличении радиуса земли на 50 % светимость Солнца выросла бы в 130 раз, а расстояние от Солнца до Земли в палеозое была бы в 38 раз дальше, чем теперь. Количество солнечного тепла на поверхности было бы в 188 000 раз меньше, чем теперь и жизнь на Земле вряд ли могла бы существовать.

2. При соответствующем 50 %-му росту радиуса Земли увеличении гравитационной постоянной, она располагалась бы в 8 раз ближе к Солнцу, чем теперь, более того, поскольку светимость Солнца зависит от гравитационной постоянной g как g^7 , то количество солнечного тепла увеличилось бы в 130 млн раз и Земля испарилась бы.

3. Если привлечь механизм теплового расширения, кажущийся более разумным, не забывая при этом элементарные законы физики, в том числе коэффициент теплового расширения Земли (10^{-5} град⁻¹), то получится, что всю Землю надо расплавить, или частично испарить.

Несмотря на все вышеперечисленные доводы, не все астрономические последствия возможного расширения Земли были исследованы полно, в частности, проблемы небесно-механической эволюции системы Земля+Луна. Исключение представляет лишь серия фундаментальных публикаций Г.Вильямса, впервые использовавшего приливные периодичности в осадконакоплении для изучения эволюции системы Земля+Луна и получившего серьезные (на уровне 2–5 %) ограничения на изменения момента инерции Земли (и, следовательно, радиуса Земли) за последние 600–700 млн лет.

Однако и его оценки не могут считаться исчерпывающими, поскольку они основывались:

- 1) только на геологических данных по Австралии;

- 2) на чрезвычайно упрощенной методике математической обработки палеоприливных данных для выявления периодичностей;
- 3) на допущении сохранения момента количества движения системы Земля+Луна, что несправедливо для геологических интервалов времени;
- 4) на предположении о неизменности взаимодействия земных и океанических приливов, дающему вклад до 70 % в общее замедление скорости вращения Земли;
- 5) не принимались во внимание другие менее надежные палеоданные (кораллы, строматолиты и т.д.);
- 6) не учитывалось изменение вклада океанических приливов в торможение вращения Земли при изменении расположения материков и объема океанов за геологические промежутки времени;
- 7) не учитывались изменения строения и химического состава оболочек Земли, которые могли изменить как момент инерции, так и величину угла запаздывания земных приливов в теле Земли и, таким образом, изменить соотношение между вкладом океанических и земных приливов в общее торможение вращения Земли.

Отметим, что наиболее строгие ограничения на пределы изменения радиуса Земли (не более 1 %) получаются из палеомагнитных данных – главное магнитное поле Земли практически постоянно на протяжении последних 3,5 млрд лет.

Следует упомянуть также впечатляющие успехи сейсмологии и геодезии, включающие:

- 1) сейсмическую томографию нижней и верхней мантии, отображающую корни погружающихся литосферных плит как зоны повышенных сейсмических скоростей и областей спрединга как зоны пониженных скоростей;
- 2) глобальный анализ сейсмичности, показавший приуроченность зон сейсмичности к зонам субдукции основных тектонических плит;
- 3) наконец, современные геодезические наблюдения методами VLBI, GPS и SLR, позволившие впервые реально установить факт смещения основных тектонических плит и измерить их скорости, достигающие 1–5 см/год и оказавшиеся в прекрасном соответствии со всеми вышеперечисленными геофизическими данными.

Без рассмотрения оставались также возможные палеонтологические и палеоклиматические данные. Дополнительным, хотя и менее надежным источником информации могут быть данные о скорости роста ископаемых кораллов и строматолитов, позволяющие судить об изменениях продолжительности солнечных суток, а также палеонтологические данные о размерах и строении костей скелетов ископаемых позвоночных, позволяющие на уровне точности 20–30 % интерполировать изменения силы тяжести, зависящие от второй степени изменения радиуса (10–15 % соответственно). Уменьшение же радиуса на 50 % вызовет увеличение силы тяжести в 2,2 раза и может быть отвергнуто сразу. Сходные

методы могут быть использованы для анализа палеоклиматических данных ввиду тесной зависимости атмосферного давления от силы тяжести.

В качестве первого подхода к комплексной проблеме разработано приближение численно-аналитической модели движения планет Солнечной системы по малому параметру (пропорциональному массам планет). На основе изучения суточных и годовых периодичностей в росте ископаемых кораллов [4] были получены предварительные результаты, которые позволяют утверждать, что изменения радиуса Земли не превышали $8-9 \pm 3-4\%$ в течение последних 500 млн лет. В этих расчетах пока не принимались во внимание изменения взаимного положения материков и океанов в геологическом прошлом, что могло повлечь за собой заметное изменение вклада океанических приливов в торможение вращения Земли.

В дальнейшем будут разработаны алгоритмы и программы для математической обработки приливных периодичностей геологических образцов, они будут опробованы на имеющихся геологических данных, в том числе на опубликованных [6–8]; будет разработана методика комплексного подхода ко всему набору палеоданных (приливные ритмы в осадконакоплении, суточные вариации роста кораллов и строматолитов, изменения строения скелетов крупных позвоночных и палеоклиматические данные). Для оценки вариаций радиуса и скорости вращения Земли разрабатывается новая численно-аналитическая модель движения тел Солнечной системы в целях устойчивого прогнозирования элементов орбит для геологических интервалов времени.

Литература

1. Герасимов И.А. Канонические уравнения в небесной механике. М.: Изд-во МГУ, 1996. 208 с.
2. Герасимов И.А., Мушаилов Б.Р. Эволюция орбитальных элементов в ограниченной эллиптической задаче трех тел при соизмеримости первого порядка // *Астрономический вест.* 1994. Т. 28. С. 4–5.
3. Короновский Н.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1991. 426 с.
4. Мельхиор П. Физика и динамика планет. М.: Мир, 1972. 728 с.
5. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ. 1991. 446 с.
6. Williams G. Late Precambrian tidal rhythmicities in South Australia and the history of the Earth' rotation // *Journal of the Geological Society of London.* 1989. V. 146. N 1. P. 97–11.
7. Williams G. Tidal rhythmicities: Geochronometers for the ancient Earth-Moon system // *Episodes.* 1989. V. 12, № 3. P. 162–171.
8. Williams G. Tidal rhythmicities: Key to the hystory of the Earth' rotation and the lunar orbit // *J. Phys. Earth.* 1990. N 38. P. 475–491.

Моделирование деформаций осадочного бассейна с корой переходного типа

В окраинных частях Восточно-Европейской платформы существует несколько осадочных бассейнов с субокеаническим типом коры, находящихся в обстановке сжатия: Южно-Каспийский, Черноморский, Баренцевоморский, Прикаспийский. Все эти бассейны обладают некоторыми сходными чертами: отсутствие (по геофизическим данным) верхней коры; чрезвычайно высокая мощность осадков; высокая мощность одного из осадочных комплексов, соответствующего короткому интервалу геологического времени; обстановка регионального сжатия на этот этап.

Принято предположение о синкомпрессионном изгибе реологически неоднородной литосферы этих бассейнов [1, 2].

Для получения граничных условий модели изгиба неоднородной литосферы [2] было проведено моделирование усредненного осадочного бассейна, заложенного на утоненной континентальной или океанической коре. Параметры бассейна – коровый разрез, тепловой поток, действующие силы – положены близкими к параметрам реальных бассейнов.

Ширина бассейна с океанической корой выбрана близкой к длине поперечного изгиба литосферы – 300 км. Коровый разрез бассейна представляет собой участок океанической или сильно утоненной континентальной коры в центре бассейна и участки континентальной коры – в краевых частях бассейна. Осадочный чехол бассейна имеет мощность от 15 до 25 км. Осадки могут быть сильно- или слаболитифицированными. В краевых частях бассейна осадочный чехол отсутствует или имеет значительно меньшую мощность (до 5 км). Тепловой поток меняется от 40 до 60 мВт/м² в краевых частях бассейна и от 20 до 40 мВт/м² – в центральной части бассейна. Приложенная сила изменяется от $n \cdot 10^{12}$ до $n \cdot 10^{13}$ Н/м – стандартные силы, действующие в модели тектоники плит.

Влияние типа коры. Для моделирования деформаций литосферы в зависимости от типа коры были взяты разрезы осадочного бассейна с океанической корой и сильно утоненной континентальной корой. Мощность осадков – 15 км, осадки литифицированы. Тепловой поток – 55 мВт/м² – на краях корового разреза и 30 мВт/м² – в центре. И в случае океанической коры в центре и в случае сильно утоненной континентальной коры, получено одинаковое значение тектонического погружения в центральной части бассейна – 0,27 км.

Влияние ширины бассейна. Для изучения влияния ширины бассейна на конечную деформацию, были промоделированы бассейны с шириной океанической части 200, 300 и 400 км. Мощность осадков – 25 км, осад-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

ки слабо литифицированы, тепловой поток – 30 мВт/м^2 в центральной части бассейна и 55 мВт/м^2 – в краевых частях бассейна. Приложенные силы во всех трех случаях – $n \cdot 10^{13} \text{ Нм}$. Бассейн шириной 200 км обеспечивает до 2 км тектонического погружения; бассейн шириной 300 км имеет большую ЭУТ литосферы и меньшее (1,5 км) тектоническое погружение; бассейн шириной 400 км имеет ширину, большую, чем длина полуволны деформаций литосферы, и в центральной части такого бассейна начинается рост поднятия с величины – 1 км; наибольшее погружение – 1,5 км обеспечивается в краевых частях бассейна.

Влияние мощности осадков. Для определения влияния мощности осадков на конечную деформацию бассейна использовалась модель бассейна с шириной океанической части 200 км. Тепловой поток – 30 мВт/м^2 – в центральной части бассейна и 55 мВт/м^2 – в краевых частях бассейна. Приложенные силы – $n \cdot 10^{13} \text{ Н/м}$. Мощность осадков в бассейне – 15 и 25 км. В первом случае получен предизгиб ЭСП 30 км в центральной части бассейна и тектоническое погружение 0,5; во случае – предизгиб составляет 35 км и тектоническое погружение – 0,8 км.

Влияние степени литификации осадков. Для исследования влияния степени литификации осадков брались два разреза с шириной океанической части 200 км. Тепловой поток – 30 мВт/м^2 – в центральной части бассейна и 55 мВт/м^2 – в краевых частях бассейна. Приложенные силы – $n \cdot 10^{12} \text{ Н/м}$. Мощность осадков в бассейне – 15 км. В одном случае вязкость осадков бралась равной вязкости верхней коры (хорошо литифицированные осадки), во втором случае – вязкость считалась очень малой (слаболитифицированные осадки). В случае маловязких осадков, предизгиб ЭСП составляет 50 км, в случае сильновязких – 40 км. Тектоническое погружение в случае слаболитифицированных осадков – 0,45 км, в случае хорошо литифицированных – 0,27 км.

Влияние теплового потока. Для изучения влияния теплового потока на конечную деформацию был промоделирован разрез с шириной океанической части 200 км, мощностью осадочного чехла 15 км, осадки литифицированы. Сила – $5 \cdot 10^{12} \text{ Нм}$. Тепловой поток меняется от 40 до 60 мВт/м^2 в краевых частях бассейна и от 20 до 40 мВт/м^2 – центральной части бассейна. Тепловой поток, в целом, уменьшает ЭУТ литосферы. При тепловом потоке 30 мВт/м^2 на всем протяжении профиля, ЭУТ в краевых частях бассейна (150 км), больше чем ЭУТ в центральной части бассейна (120 км). ЭСП имеет предизгиб вверх, и при приложении силы получено поднятие центральной части бассейна на 0,06 км. При тепловом потоке в центральной части бассейна 40 мВт/м^2 получена ЭУТ литосферы в центральной части – 50 км, предизгиб ЭСП – 15 км, тектоническое погружение 0,2 км. При тепловом потоке в центральной части бассейна 40 мВт/м^2 , тектоническое погружение в центральной части бассейна составляет 0,3 км.

Влияние приложенной силы. Для моделирования деформации бассейна в зависимости от приложенной силы были промоделированы раз-

резы бассейна с шириной океанической части 200 км, мощностью осадков 25 км – в центральной части бассейна, тепловым потоком 55 мВт/м² – на краях и 30 мВт/м² – в центральной части бассейна. Приложенная сила – $n \cdot 10^{12}$ Н/м – обеспечивает тектоническое погружение 0,7 км, сила $5 \cdot 10^{12}$ Н/м – погружение 0,8 км, сила – $n \cdot 10^{13}$ Н/м – погружение до 1,7 км. Меньшие силы ($n \cdot 10^{11}$ Н/м) вызывают малые деформации – 5 м погружения на 600 км, большие силы не применяются в рамках модели тектоники плит.

Максимальное погружение, полученное в рамках модели. При сочетании всех параметров, увеличивающих тектоническое погружение и соответствующих реальным бассейнам (ширина бассейна 200 км, мощность осадков 25 км, осадки маловязкие, тепловой поток невысокий в центральной части бассейна –30 мВт/м², приложенная сила – $n \cdot 10^{13}$ Н/м), получено максимальное тектоническое погружение обеспечиваемое в рамках модели 1,7 км.

В результате моделирования получены следующие выводы.

1. Для моделирования деформации неоднородной литосферы может быть использован бассейн с корой океанического типа или сильно утоненной континентальной корой (мощность верхней коры от 0 до 5 км). Тип коры – океаническая или сильно утоненная континентальная – не влияет на конечную деформацию модели.

2. Ширина бассейна с океанической корой – не более 300 км.

3. Увеличение мощности осадков увеличивает изгиб ЭСП и увеличивает деформацию.

4. Наличие слаболитифицированных маловязких осадков увеличивает изгиб ЭСП и увеличивает деформацию.

5. Тепловой поток может изменяться от 60 (обрамление бассейна) до 30 (центральная часть бассейна) мВт/м², понижение теплового потока в центральной части увеличивает ЭУТ и деформацию. При низком тепловом потоке на протяжении всего профиля возможна большая ЭУТ в краевых частях профиля, чем в центральной, и, при приложении сил, – инверсионные движения бассейна.

6. Прикладываемая сила к модели – от $5 \cdot 10^{12}$ до $n \cdot 10^{13}$ Н /м, стандартные силы для тектоники плит.

7. В зависимости от прикладываемой силы, теплового потока, мощности осадков и от степени их литификации предлагаемая модель может обеспечивать тектоническое погружение от 0,5 до 2 км.

При моделировании фаз быстрого синкомпрессионного погружения реальных бассейнов величина погружения, полученная по результатам геологических данных, совпала с величиной погружения по результатам моделирования реологии литосферы [1, 3].

Литература

1. *Коротаев М.В.* Осадочные бассейны в обстановке сжатия – моделирование фаз быстрого погружения: Дис ... канд. геол.- минер. наук. М.: МГУ, 196 с.
2. *Ershov A.V.* Effective middle surface of lithosphere // *Earth Planet Sci. Let.* 1999, V. 173. P. 129–141.
3. *Korotaev M.V., Ershov A.V., Nikishin A.M. Brunet M.-F.* Sedimentary Basins in compressional environment – modelling of the rapid subsidence: Abstracts of EAGE 61st conference Helsinki, Finland. 1999, P. 531–532.

Ф.Г.Корчагин¹, Л.А.Маслов²

Геодинамика зоны сочленения Центрально-Азиатских и Тихоокеанских структур

В работе рассматривается Приамурская часть Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. В тектоническом отношении главной особенностью региона является торцовое сочленение двух крупнейших складчатых поясов Земли – Центрально-Азиатского и Тихоокеанского. При этом восточная часть Центрально-Азиатского пояса как бы зажата с севера и юга древними жесткими глыбами Сибирской и Северо-Китайской платформ. Окраина Сибирской платформы на рассматриваемой территории представлена катарейскими, архейскими и протерозойскими образованиями Алдано-Станового щита, а Центрально-Азиатский пояс – Аргунь-Мамыньским и Цзямусы-Буреинским докембрийскими массивами, сложенными архейскими и протерозойскими метаморфизованными породами. Между окраиной Сибирской платформы и Центрально-Азиатским поясом располагаются интенсивно деформированные структуры Монголо-Охотской покровно-складчатой системы, сложенные мезозойскими турбидитами с кремнисто-глинистыми отложениями палеозойского возраста с ассоциирующими с ними гипербазитами и габброидами. На востоке Монголо-Охотская система и Центрально-Азиатский пояс граничат с Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системой, относящейся к Тихоокеанскому складчатому поясу. Последняя сложена верхнепалеозойскими–нижнемезозойскими терригенно-кремнистыми породами. Границами между всеми вышеназванными структурами являются крупные разломы [1].

Ранее нами [2] исследовались, на основе модели Ронкорна [3], напряжения и вязкое течение вещества в литосфере и мантии Азиатско-Тихо-

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ), ДВО РАН, Хабаровск, Россия

² Вычислительный центр ДВО РАН, Хабаровск, Россия

океанской зоны перехода. Исследования показали, что расчеты с 5 по 9 гармоник гравитационного поля показывают наличие в глубоких горизонтах мантии вязкого течения вещества. При этом под континентальной частью вещество смещается на восток, под океанической – на запад, погружаясь в районе о-ва Сахалин. Расчеты по гармоникам с 17 по 25 показывают, что в целом литосфера и верхняя мантия исследуемого региона находятся в условиях горизонтального сжатия, вероятно, вследствие конвективного течения вещества в верхней мантии.

Определенный интерес представляет вопрос о вязком течении вещества в литосфере, возникающем в результате динамики аномальных плотностных тел земной коры и верхней мантии в поле силы тяжести нормальной Земли. Рассмотрению этого вопроса и посвящена настоящая работа.

Исходным материалом для исследований послужила плотностная модель, полученная на основе обобщения гравиметрических материалов. Было построено 5 карт плотностей для слоев на глубинах 10, 20, 30, 40 и 60 км. Далее по методике, изложенной в [4], были рассчитаны скорости движения в 3-мерном объеме при заданном распределении аномальных плотностей в нем. Так как плотностная модель не скомпенсирована (влияние рельефа необходимо учитывать отдельно), то использовалась задача механика Миндлина с граничными условиями на невозмущенной поверхности $S_{zz/z,0}=0$. Коэффициент вязкости принимался $\eta=10^{21}$ П, коэффициент Пуассона $\nu=0,5$. Получили (в см/год) распределение современных движений в векторной форме по слоям. Всего получено 8 срезов по глубинам: 0, 5, 15, 25, 35, 45, 55 и 65 км.

При рассмотрении полученных векторных моделей выделяется ряд особенностей геодинамики региона.

1. В верхних горизонтах литосферы (до глубины 25–35 км) векторы преимущественно направлены с запада на восток, глубже, наоборот, – с востока на запад. При этом, если на первых 4 срезах и на срезах с 45 по 65 км направление практически упорядочено, то на срезе 35 км – близко к хаотичному. В зоне восточного окончания БРЗ в верхнем горизонте векторы направлены субвертикально вверх, в нижнем – вниз, а в районе о.Сахалин – наоборот. Обращает на себя внимание, что в верхних горизонтах направление векторов совпадает с направлением сил растяжения БРЗ, а в нижней – с направлением растекания вещества в предполагаемой конвективной ячейке. Этот наблюдаемый факт может говорить, в какой-то мере, об одновременном влиянии на геодинамику региона процессов, протекающих в БРЗ и на тихоокеанской окраине. Кроме того, наличие двух генеральных направлений векторов, граница между которыми примерно соответствует Мохо, говорит о том, что последняя, вполне возможно, является механической, а не только плотностной, границей.

2. Выделяются в разрезе литосферы два слоя, расположенных на глубине 10–20 и 30–40 км, где скорость вязкого течения вещества в 5–20

раз больше, чем в соседних. Это подтверждает возможность существования в литосфере послонных смещений.

3. На всех срезах скорость вязкого течения вещества в пределах Тихоокеанского пояса в 1,5–2 раза выше, чем в пределах Центрально-Азиатского пояса или Сибирской платформы. Возможно, этим и объясняется высокая геодинамическая активность структур Тихоокеанского пояса.

4. Исходя из того, что величина вектора и его направление зависят от плотности тела, его формы и положения в гравитационном поле Земли, мы, по этому признаку, провели районирование региона по срезам. При этом установлено следующее.

Начиная с 35 км литосфера сложена более мелкими телами, чем верхние горизонты.

На всех горизонтах уверенно выделяются: границы между Сибирской платформой и Амурским геоблоком (примерно соответствует Становому разлому) и восточная граница Сибирской платформы; граница между Центрально-Азиатским и Тихоокеанским океаническими поясами, между Амурским геоблоком и Охотоморской плитой. В пределах Амурского геоблока прослеживается Амуро-Олекминская зона, которая в своей северной части является восточной границей БРЗ.

В то же время не выделяются Монголо-Охотская система и зона разломов Танлу. Вероятно, формирование их началось после того, как литосфера района приобрела современную плотностную структуру, т.е. после мезозойско-кайнозойского этапа развития.

5. Анализ распределения очагов землетрясений по глубине и площади показывает следующее. Большинство очагов землетрясений приурочено к границам высокоскоростных горизонтов литосферы и границам литосферных блоков. Кроме того, сейсмически активны Монголо-Охотская система и зона разломов Танлу, но на срезах, соответствующих высокоскоростному горизонту. Все это говорит не только о современном взаимодействии литосферных блоков и продолжающемся развитии Монголо-Охотской и, вероятно, Сихотэ-Алинской покровных систем, зоны разломов Танлу, но и о большой роли в сейсмическом процессе деформаций среды, вызываемых плотностными неоднородностями литосферы.

Литература

1. Врублевский А.А., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г., Чжао Чунь Цзинь, Изосов А.А., Дуань Жуй Янь, Хе Гоци. Тектоническое районирование и глубинные неоднородности сопредельных территорий Востока России и Китая // Вестн. ДВО РАН. 1996. № 3. С. 7–21.
2. Корчагин Ф.Г., Маслов Л.А. Геодинамика Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Тихоокеан. геология. 1994. № 1. С. 2–14.
3. Runcorn S.K. Flow in the mantle inferred from the low degree Harmonics of the geopotential // Qeopkys. D.Roy Astron. Soc. 1967. V. 14. P. 375–384.

Ф.Г.Корчагин, Ф.С.Онухов¹

Неотектоника и сейсмичность юга Российского Дальнего Востока

В тектоническом отношении на юге Дальнего Востока представлены: Алдано-Становой щит Сибирской платформы и торцово сочленяющиеся Центрально-Азиатский и Тихоокеанский складчатые пояса. Наблюдаемый структурный облик регион приобрел на мезозойско-кайнозойском этапе активизации. Тогда же сложились и основные структурные неоднородности литосферы и земной коры, нашедшие отражение в мощности последней.

По мощности земной коры регион неоднороден [1]. Наибольшей мощностью характеризуется южная часть Алдано-Станового щита. Здесь, в районе Станового хребта, подошва земной коры залегает на глубине 42 км. Несколько меньшей мощностью, до 38–40 км, характеризуется зона сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов на Буреинском участке. По мощности земной коры Сихотэ-Алинская покровно-складчатая система распадается на два блока – Нижнеамурский и собственно Сихотэ-Алинский. Наибольшая мощность земной коры в первом – достигает 34 км, во втором – 36 км, она плавно уменьшается в южном направлении до 32 км. Мощность земной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса на рассматриваемой территории меняется от 32 до 37 км, плавно возрастая с юга и запада в северном и северо-восточном направлении. Обращает на себя внимание то, что Монголо-Охотская покровно-складчатая система не выражена в мощности земной коры, ей соответствует градиентная зона. Сихотэ-Алинская система, за исключением зоны ее сочленения с Буреинским массивом, отделена от Центрально-Азиатского пояса валлообразным поднятием подошвы земной коры. В рельефе ему соответствует система Эворон-Чукчагирской и Среднеамурской впадин.

Неотектонические движения в регионе проявились, прежде всего, как горообразовательный процесс. Начало неотектонического этапа многие исследователи связывают с палеогеном, когда началось формирование осадочных толщ, выполняющих наложенные кайнозойские впадины. Юг Российского Дальнего Востока принадлежит области молодого го-

¹ Институт тектоники и геофизики (ИтиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

рообразования с умеренными амплитудами тектонических движений. Неотектоническая структура региона имеет как черты преемственности от мезозойского структурного плана, так и черты перестройки в результате смены геодинамической обстановки. Это обстоятельство в значительной степени сказывается и на распределении сейсмичности в Приамурье, на ее концентрацию вдоль определенных зон, о которых речь пойдет ниже.

Нами предложена схема неотектонического районирования. На ней выделены четыре крупных блока земной коры – Становой, Буреинский, Нижнеамурский и Сихотэ-Алинский. Они различаются как по стилю неотектонических дислокаций, так и по мощности земной коры. Эти блоки разделены зонами впадин кайнозойского осадконакопления – Среднеамурской, Эворон-Чукчагирской и Зейско-Удской. Становой блок выражен системой хребтов и распадается на Становое сводовое, Майское полусводовое и Джугджурское глыбовое поднятия. Буреинский блок включает в себя одноименный массив и прилегающие к нему участки Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем. Орографически блок выражен в рельефе Буреино-Баджальской системой хребтов и их отрогов и характеризуется сводовым типом горообразования. При этом он не представляет собой единого свода, а это поднятия второго и более низких рангов. На северной и юго-восточной периферии блока, при его сочленении с впадинами, выделяются Тукукрингро-Джагдинское и Унахты-Якобиянское глыбовые поднятия. Последние формировались в условиях сжатия, в результате которого происходило сводовое коробление Буреинского блока в целом.

По типу неотектонических дислокаций Сихотэ-Алинский блок, хотя и близок Баджальскому, но сводообразование в его пределах проявлено менее ярко. Анализ вершинной поверхности показывает, что сводовое коробление, хотя и имело здесь место, но в начале неотектонического этапа. Горообразование в большей степени реализовывалось как глыбовое воздымание по крупным нарушениям. По этому механизму формировалось и Джугджурское поднятие. Совершенно особую неотектоническую структуру имеет Нижнеамурский блок, который отчленяется от Буреинского Эворон-Чукчагирской зоной наложенных впадин. Он имеет отчетливую грабен-горстовую природу. Горсты орографически выражены горными хребтами (Омальским, Омельдинским, Чаятыньским и др.), имеющими северо-восточное простирание. Они разделены узкими (3–5 км) приразломными односторонними грабенами. Указанная горст-грабеновая дифференциация Нижнеамурского блока в некоторой степени подчинена ориентировке мезозойских складчатых структур и тектонических нарушений. Горстовые поднятия не являются пассивным отражением в рельефе складчатой структуры в результате эрозии, а имеют отчетливые признаки ступенчатой дифференциации в процессе движений по обновленным и молодым разломам.

Приведенные данные показывают, что в рассматриваемом регионе северная и восточная зоны Центрально-Азиатского пояса и прилегающие территории Сибирской платформы и Тихоокеанского пояса испытывали интенсивное горизонтальное сжатие, вследствие чего и формировались сводовые поднятия, а по периферии – приразломные узкие вытянутые поднятия. Таким образом, структуры Центрально-Азиатского пояса на неотектоническом этапе испытывали, с одной стороны, субмеридиональное сжатие между Сибирской и Северо-Китайской платформами (возможно, просто блок смещался к северу), с другой – смещались в широтном направлении. Первые деформации являются следствием перемещения литосферных блоков, вторые, вероятно, являются следствием процессов, протекающих в БРЗ.

В результате другого геодинамического процесса развивались в регионе структуры Тихоокеанского складчатого пояса. Особенности неотектонического строения показывают, что здесь ведущую роль играют процессы, протекающие в верхней мантии и ведущие к блоковому поднятию земной коры с одновременным смещением по региональным разломам северо-восточной ориентировки. Характерно, что граница между этими двумя геодинамическими обстановками выражена подъемом подошвы земной коры и отрицательными структурами земной поверхности.

Анализ карты СВДЗК [2] показывает, что развитие структур Центрально-Азиатского пояса на данной территории сохраняется прежним, в то время как Алдано-Становая область Сибирской платформы и, судя по разрозненным данным, Сихотэ-Алинская зона испытывают современное опускание. При этом скорость опускания Сибирской платформы значительно выше, чем Сихотэ-Алинской системы. Таким образом, в зоне Тихоокеанской структуры и южной окраины Сибирской платформы изменился геодинамический режим. Не исключено, что данные изменения связаны с процессами, протекающими в БРЗ и в Азиатско-Тихоокеанской зоне перехода.

Анализ распределения эпицентров землетрясений в регионе с $M > 3,0$ показывает, что наиболее сейсмически активными являются: периферия Центрально-Азиатского пояса, зона Станового разлома и зона восточнее Сихотэ-Алинской складчатой системы. В то же время Становой и Сихотэ-Алинский блоки характеризуются низкой сейсмичностью. Механизмы очагов землетрясений [3] показывают, что периферия Центрально-Азиатского пояса находится в условиях сжатия, субмеридионального на севере и северо-восточного – на востоке, а зона восточнее Сихотэ-Алинского блока – в условиях субширотного растяжения. В зоне Станового разлома единой ориентировки осей напряжений в очагах не устанавливается. Сейсмичность Нижнеамурского блока значительно выше, чем Сихотэ-Алинского и, судя по приуроченности здесь очагов землетрясений к северо-восточным разломам, сейсмичность в Нижнеамурском блоке, вероятно, связывается с развитием зоны разломов Танлу на северо-востоке.

Алеутско-Беринговоморско-Корякская неотектоническая область граничит с Курило-Камчатско-Охотоморской по субширотному разлому, отделяющему Камчатский перешеек и лежащему на простирании северного ограничения Охотоморской плиты. Орогенная структура Камчатского перешейка, связанная в своем развитии с раскрытием Командорской котловины, входит в эту область. В ней выделяются Командорская и Алеутская подобласти. Первая включает западный отрезок Алеутского островодужного орогена, имеющего трансформную границу с Тихоокеанской литосферной плитой, Командорскую впадину, орогенные поднятия Северной Камчатки и юго-западной (Олюторской) части Корякии. Восточная подобласть состоит из Алеутского островодужного орогена, Алеутской глубоководной котловины и северо-восточной части Корякского орогена.

Курило-Камчатско-Охотоморская неотектоническая область подразделяется на Центрально-Камчатскую подобласть, включающую Восточно-Камчатский островодужный ороген и окраинно-морское поднятие Срединного хребта, разделенные депрессией; Южно-Камчатско-Северо-Курильскую, представленную островодужным орогеном, и Южно-Курильскую, отличающуюся наличием одноименной задуговой котловины с новообразованной океанической корой.

Хоккайдо-Япономорско-Сихотэ-Алинская неотектоническая область включает окраинно-морской Сихотэ-Алинский ороген и отделенные от него Япономорской впадиной островодужные орогены Японских островов. К пограничной трансрегиональной зоне разломов приурочены орогены о-ва Сахалин.

Островодужные орогены образуют вулканические и авулканические дуги. Высота их над уровнем океана часто определяется высотой вулканических построек, тогда как высота основания, на которое насажены вулканы, составляет от первых сотен метров до 1,5 км и более. В моласовых комплексах присутствуют вулканогенно-осадочные образования. Для систем и зон хребтов-поднятий и впадин-прогибов характерна продольная зональность. По своим структурно-морфологическим характеристикам они аналогичны внутриконтинентальным коллизионным орогенам и отличаются наличием сейсмофокальной зоны ВЗБ, интенсивным проявлением вулканизма, вулканических и вулканотектонических форм рельефа. В структуре и морфологии Курило-Восточно-Камчатского островодужного орогена отражены признаки латерального сжатия земной коры со стороны Тихоокеанской литосферной плиты.

Окраинно-морские орогены причинно-генетически связаны в своем развитии с процессами, происходящими в задуговых бассейнах. Перемещения литосферных и мантийных масс на разных глубинных уровнях, тектонический отток их из областей разуплотнения мантии приводят к образованию орогенов в местах его нагнетания. Ориентировка главных векторов растяжения в задуговых впадинах, ортогонально или косо ориентированная к краю континента, определяет развитие орогенов сжатия

или сжатия со сдвигом. Со стороны континентов окраинно-морские орогены сопряжены с межгорными впадинами, откуда, очевидно, происходит встречное движение и нагнетание материала. Но преобладающим оно было со стороны морских котловин, что нашло отражение в структуре и рельефе орогенов, особенно южной части Сихотэ-Алинского и восточной части Корякского. В случае продвижения оси спрединга на континент, формирование орогенов происходит в геодинамических условиях растяжения и растяжения со сдвигом (юго-западная часть Корьякии).

В процессе развития орогенов отмечается наложение геодинамических обстановок, вызывающее изменение морфологии орогенов в целом или отдельных его частей, т.е. геодинамический режим не является устойчивым во времени и пространстве. В структуре и морфологии периконтинентальных орогенов, формировавшихся в геодинамических условиях латерального сжатия, проявлены наложенные признаки растяжения земной коры, наиболее ярко проявившиеся в плиоцен-четвертичное время. Наложение условий растяжения обусловлено структурно-морфологической позицией орогенов в пограничных зонах между разновысотными дифференцированно погружающимися мегаступенями рельефа с различными тектоническим строением и типом земной коры. Островодужные орогены расположены на краю континентального геоблока земной коры между мегаступенями рельефа, соответствующими дну Тихого океана и Охотского моря; окраинно-морские орогены – между морскими и континентальными межгорными впадинами, также существенно различающимися амплитудами неоген-четвертичных прогибаний.

По-видимому, сложный процесс горообразования сопровождается перетеканием и перераспределением мантийных и коровых масс и структурными и вещественными преобразованиями на разных глубинных уровнях.

Литература

1. Макарова Н.В., Корчуганова Н.И., Макаров В.И. Морфологические различия орогенов, формирующихся в различных геодинамических условиях // Геоморфология гор и равнин: Взаимосвязи и взаимодействия. Материалы Международного совещания. Краснодар, 1998. С. 25–26.

Неотектоника Надым-Тазовской синеклизы (Ново-Уренгойский регион)

Исследуемый регион располагается в среднем и нижнем течении р.Пур. На востоке он граничит с бассейном р.Таза, а на западе – с нижним течением р. Надым. В рельефе регион выражен низкой аккумулятивной равниной с отметками, не превышающими в отдельных пунктах 150 м. Весь регион расположен в пределах геокриозоны с широким развитием солифлюкционных покровов, потоков, значительной заозеренности, алас и других форм микрорельефа, свойственных деятельному слою.

1. Специальный анализ характера расчленения этого региона позволил установить закономерность между распространением и очертаниями форм мерзлотного рельефа. Эта зависимость позволяет выделить в пределах аккумулятивной равнины складчатые и разрывные деформации, развивающиеся в современную эпоху и выделяемые по сумме косвенных признаков.

2. **Складчатые деформации.** Направления главных солифлюкционных потоков, очертания участков повышенной заозеренности, радиальные рисунки эмбрионального линейного стока и ручьев позволяют выделить с севера на юг ряд куполовидных и брахиморфных структурных форм – поднятий – зарождающихся возвышенностей, подчеркнутых вышеперечисленными элементами рельефа.

На всем планшете расположение отдельных положительных форм является субширотным с четкой границей по долине р.Пур.

В северных участках выделяется система, которая дешифрируется преимущественно по радиальному расположению ручьев. Западная структура простирается между долиной р.Оби и Пура, а восточная – между Пуром и Тазом. Для восточной структуры характерно ее осложнение разрывом северо-восточного простириания, предопределяющим, за пределами структуры, коленообразный изгиб долины р.Таза. Эта структура разведана, и здесь располагаются нефтяные и газовые промыслы. Следующая система субширотных структур располагается южнее и примерно параллельна вышеописанной. Западная структура имеет отчетливо выраженное субширотное простириание и осложнена серией разрывов северо-западного и субмеридионального простирианий. На западной периклинали этой структуры разведаны нефтяные и газовые промыслы. Восточная структура ограничена долинами рек Пура и Таза. Очертания этих структур, выраженных в виде зарождающихся поднятий; определяются по радиальному расположению ручьев и их окаймле-

¹ Московский Государственный университет (МГУ), Москва, Россия

нию участками со значительным развитием заозеренности, а также солифлюкционных потоков.

В целом, эти структуры образуют в рельефе вторую субширотную систему зарождающихся поднятий. Они несколько изменяют свое простираие при приближении к долине р.Пур.

Третья субширотная система зарождающихся поднятий хорошо выражена только в своей западной части, где ее очертания отчетливо определяются по рисунку ручьев, конфигурации солифлюкционных потоков и ореола интенсивной заозеренности в основании склона. Западной границей структуры является р.Надым и устьевые части его притоков: Правая Хетта и Танлова. На востоке структура ограничена долиной р.Пур.

Южную – четвертую, субширотную, систему поднятий образует ряд куполовидных возвышенностей. Западная располагается на междуречье рек Танлова и Пякушир, примерно на широте пос.Танкосале. Восточная структура простирается к востоку от долины р.Пур и выражена в виде двух куполовидных поднятий правильных овальных очертаний, подразделенных приразломной долиной р.Таз. Эти структуры отчетливо выделяются по радиальному рисунку ручьев, а западная куполовидная структура еще подчеркивается ореолом повышенной заозеренности у основания склона. Все системы структур (в рамках зарождающихся поднятий) примерно субпараллельны и незначительно изменяют свои простираения при приближении к долине р.Пур. Последняя в обобщенных очертаниях является субмеридиональной и структурно обусловленной и, возможно, в какой-то степени отражает положение Пурского желоба в чехле Западно-Сибирской плиты. Изменение простираения субширотных систем поднятий позволяет предполагать наличие существенной преграды, вызывающей «скольжение» вдоль Пурской приразломной долины.

3. Разрывные деформации. Обобщенные очертания долин рек Таза, Пура и Надыма в пределах Уренгойского региона соответствуют главнейшим простираениям слабых зон повышенной трещиноватости и дробления пород и, возможно, отвечают на глубине разрыва в чехле плиты. Так, долина Таза имеет субмеридиональное простираие, изменяющееся в нижнем течении на северо-западное. Наиболее выдержанным субмеридиональным простираием обладает долина р.Пур, которая расчленяет все четыре системы зарождающихся в рельефе субширотных поднятий. Долина р.Надым в нижнем течении имеет северо-западное простираие.

Эти обобщенные очертания долин осложняются рядом небольших изгибов, преимущественно совпадающих с субширотными слабыми зонами, выраженными с различной отчетливостью и совпадающими с простираием поднятий. На севере такая зона хорошо выражена на участке слияния Таза и Пура. Следующая к югу слабая зона разграничивает первую и вторую системы зарождающихся поднятий. Третья зона менее четко выражена и подразделяет вторую и третью системы поднятий, проходя к югу от пос.Новый Уренгой. В восточной части она выражена

значительно хуже. Следующая к югу субширотная слабая зона подразделяет третью и четвертую системы поднятий.

4. Таким образом, проведенное специальное дешифрирование позволяет установить активно развивающиеся в современную эпоху системы поднятий и разломы в чехле Западно-Сибирской плиты, как бы просвечивающие сквозь рыхлый покров приповерхностных толщ. Субмеридиональные слабые зоны разрабатываются главными реками данного региона – Пур и Таз. Большое значение имеют также слабые зоны северо-западного простирания, проявленные долинами рек Надым и Таз в их приустьевых частях. Субширотные слабые зоны менее отчетливо выражены в рельефе по сравнению с субмеридиональными, но они имеют региональное распространение на междуречье Таза и Надыма и определяют границы четырех систем зарождающихся поднятий.

Г.Г.Кочемасов¹

Тектоника Земли – совмещение ординарного и уникального (следствие регулярных волновых процессов)

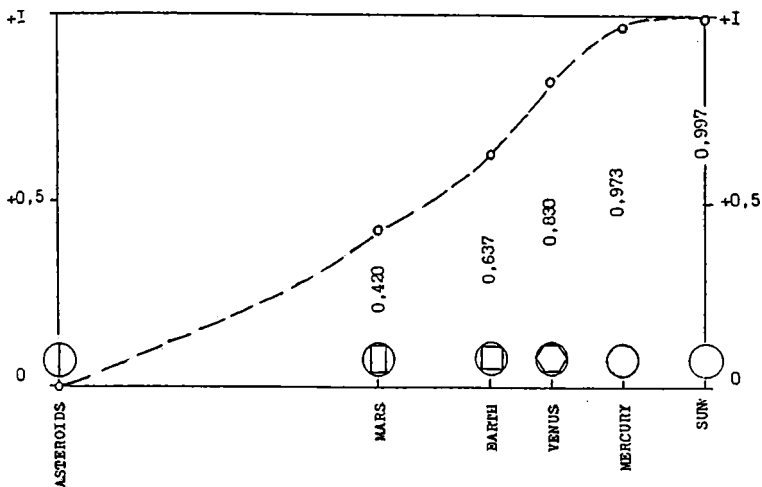
Краеугольный камень глобальной структуры Земли – бассейн Тихого океана – выглядит вполне ординарным явлением в ряду небесных тел Солнечной системы. Все они носят следы тектонической дихотомии, вызванной интерференцией стоячих фундаментальных волн, коробящих небесные тела (теорема 1, [1]). Такая «раздвоенность» их строения осложняется наложением на нее более коротковолновых структур, в первую очередь, – секторов, связанных с первым обертоном. Таково происхождение вторичных океанов, глубоководных впадин и плато Тихого океана, континентальных блоков. Тектоническая секторность также не уникальна, она имеет аналоги на других небесных телах (теорема 2, [1]). Что действительно свойственно только Земле и ее спутнику, так это характерная размерность тектонической «зернистости» (грануляции), наложенной на дихотомию и секторность. Размерность этих округлых в плане структурных образований волнового происхождения ($\pi R/4$, где R – радиус небесного тела) связана с характерным для Земли солнечным расстоянием, определяющим частоту обращения планеты вокруг центрального тела (теорема 3, [1]). Тектонотипом такого тектонического «зерна» являются суперструктуры архейских кратонов диаметром около 5 тыс. км. У других небесных тел размер тектонической грануляции отличается от земной и соответствует частоте их обращения вокруг центральных тел.

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

Таким образом, тектонический облик Земли, как и других небесных тел, определяется наложением разноволновых структур. Сферичность крупных планетарных тел при этом меняется незначительно, но, тем не менее, в группе внутренних планет уменьшается с удалением от Солнца и ростом длины и амплитуды присущей телу индивидуальной корящей волны. В двумерном сечении потеря сферичности наглядно представляется вписанной в окружность геометрической фигурой, определяемой длиной индивидуальной волны. Отношение площади этой фигуры к площади круга является коэффициентом сферичности, или стабильности [2, 3] (рисунок). Он близок к единице в фотосфере Солнца и нулевой в поясе астероидов, где планетное тело не могло образоваться. На земной орбите этот коэффициент близок величине «золотого сечения», что и определяет «уникальность» планеты Земля. Если Солнце находится в формальном и фактическом центре планетной системы (Коперник), то Земля расположена в ее «золотом центре», являясь не формальным, но смысловым, «по существу», центром окружающего нас мира (Аристотель, Птолемей). Не даром так живуча была геоцентрическая система Птолемея, ученым древности было присуще глубокое философское проникновение в суть вещей: орбита Земли действительно является «центральной» во многих отношениях. Устойчивая высокоразвитая жизнь и разум появились именно здесь, хотя органические составляющие (предвестники) жизни находятся в космосе повсюду [2].

Только регулярная сравнительная планетология, опирающаяся на единую меру – волну, может показать закономерное место структур Земли в планетной системе. В ней впервые одним законом связываются известный размер солнечных супергранул ($\pi R/60$) и выгнуто-вогнутая форма астероидов, диктуемая размером их «зерна» ($\pi R/1$). На кривой сферичности (стабильности) небесных тел (см. рисунок) точка Земли лежит на перегибе кривой. Эта уникальная точка характеризуется максимальным значением первой производной и нулевым значением второй. Такое место Земли подчеркивает ее «центральное» положение и оправдывает роль ее орбиты, протяженностью в 1 земной год, как масштаба в планетной системе. Следующий за Землей Марс («зерно» $\pi R/2$) сильно теряет в сферичности, форма его вытянутая, гантелевидная. Именно такая гетерогенность его атмосферы, наличие симметричных стоячих волн разной плотности сильно осложняет управление космическими аппаратами (КА), выходящими на орбиты вокруг этой планеты: примерно в половине случаев КА терпят неудачи (статистика для 19 советских и американских КА, 1962–1999 гг.) [3].

В поясе астероидов потеря сферичности достигает крайних пределов: тела вытянуты и приобретают выгнуто-вогнутую форму. Многие из них разрушаются и становятся двойными, поликомпонентными, появляются спутники. На дихотомию накладывается секторность и благодаря появлению граней тела в буквальном смысле приобретают квадратные очертания, алмазоподобные октаэдрические и гантелевидные формы. Послед-



ним по времени примером является маленький астероид 1999JM8 размером в 3,5 км (радиотелескоп LINEAR, Интернет). Его радарные изображения обнаруживают выпукло-вогнутую форму; вмятина с относительноным размером и формой земной Тихоокеанской впадины противостоит выпуклому полушарию с протяженными и глубокими трещинами (естественная модель зоны Восточно-Африканского и Байкальского рифтов).

В крупных планетарных телах на дихотомию накладываются тектонические и геоморфологические формы и связанные с ними гетерогенные геофизические поля, вызванные волнами последующих гармоник. В тектоническом октаэдре Земли с шестью антиподальными вершинами (Новая Гвинея—Экваториальная Атлантика, о-вПасхи—Памир—Гиндукуш, Берингов пролив—о-в Буве), вокруг которых по одному алгоритму группируются противостоящие поднятые и противостоящие опущенные секторы (за исключением чисто океанической Пасхальной μR -структуры, это континенты и океаны) [4], особое место занимает высоко поднятый Африканский сектор. Фаза резкого поднятия, наблюдаемая в последние миллионы лет, “выпятила” этот сектор над средней поверхностью земной сферы, вследствие чего он стал растрескиваться, распадаться на отдельные блоки, а в центре его образовалась гигантская чаша обрушения – бассейн р.Конго. В центре ее расположена синеклиза Конго, с ней в других частях Африки стыкуются синеклизы Калахари, Чад, Тиндуф, Ливийско-Египетская. Если размерность этих блоков соответствует земной тектонической «зернистости», то размерность сопоставимых кольцевых обрушений на Марсе отвечает его вдвое более грубой “зернистости”. Многокольцевые впадины Эллада и Аргир там достигают диаметра 5 тысяч км при глубине до 8 км и занимают собой практически

всю площадь соответствующих поднимающихся секторов [5]. Интересно, что сильное коровое магнитное поле южного континента Марса отсутствует в зоне обрушения этих кратеров-впадин, оно как бы стирается ими.

Резкому подъему или увеличению радиуса-вектора Африки в качестве компенсации для сохранения углового момента блока (теорема 4, [1]) отвечает резкое разуплотнение мантии. «Столб» — плюм разуплотненной мантии, фиксируемый по снижению скоростей сейсмических волн, захватывает значительную ее часть, начиная от границы с ядром [6].

Важным следствием резкого подъема Африки и особенно восточной ее части, возможно, явился резкий скачок в эволюции гоминид, приведший к появлению человека разумного. 5,5 млн лет назад в Африке появились австралопитеки, затем 2–2,5 млн лет назад появились первые *Homo erectus*, расселившиеся по всему земному шару. 150 тыс. лет назад там же в Африке появились первые *Homo sapiens*, уверенно расселившиеся в течение примерно 100 тыс. лет по всей ойкумене. Зона глубинных нарушений древнего заложения, образовавшаяся на переломе между высоко поднятым Африканским сектором и сильно опущенным Индоокеанским, оставила яркий отпечаток и в образовании полезных ископаемых. На юге среди прочих минерагенических аномалий особняком стоит золото Витватерсранда, а на севере — уже в пределах Аравии и Персидского залива — уникальны скопления углеводородов.

Волновая природа процессов планетарной структуризации наглядно проявилась в образовании аномальных «пятен», свойственных литосферам внутренних планет (Венера — Земля Иштар, Земля — Высокая Азия, Марс — Фарсида) и атмосферам — внешних (Юпитер — Большое красное пятно, Сатурн — белое, Нептун — темное). Эти «пятна» имеют близкие угловые размеры, не зависящие от размеров планет. На спутниках волновая структуризация обнаруживает модуляцию колебаний. В отличие от планет, спутники имеют две орбиты или две частоты: вокруг планеты (высокая частота) и вокруг Солнца (низкая частота). Вторая модулирует первую по типу амплитудно- и широтно-импульсных модуляций.

Литература

1. *Kochemasov G.G.* Theorems of wave planetary tectonics // *Geophysical Research Abstracts*. 1999. V. 1, №3. P. 700.
2. *Kochemasov G.G.* Comparative planetology and life // *Annales Geophysicae*. 1997. Suppl. III to V. 15, pt. III. P. 770.
3. *Кочемасов Г.Г.* О потерях космических аппаратов на марсианской орбите // *Астрономический циркуляр Института астрономии РАН*. 1994. №1556. С. 37–38.
4. *Кочемасов Г.Г.* Волновая планетарная тектоника Земли и особенности вызванного ею магматизма // *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма*. М.: ГЕОС, 1999. С. 329–333 (Материалы XXXII Тектонич. Совещ.; Том I).
5. *Kochemasov G.G.* “Diamond” and “dumb-bells”-like shapes of celestial bodies induced by inertia-gravity waves // 30th Vernadsky-Brown microsymposium on comparative planetology: Abstracts. Moscow: Vernadsky Inst., 1999. P. 49–50.

6. *Ritsema J., Ni S., Helmberger D.V.* Evidence for strong shear velocity reductions and velocity gradients in the lower mantle beneath Africa // *Geophysical Research Letters*. 1998. V. 25, №23. P. 4245–4248.

Р.Б.Крапивнер¹

К проблеме происхождения диапиризма в осадочном чехле

Деформационные структуры, морфологически подобные соляным и глиняным диапирам, на более высоких гипсометрических уровнях осадочного чехла могут продуцироваться другими породами. Так, на севере Западно-Сибирской плиты широко распространены диапировые и криптодиапировые складки, в ядрах которых выступают верхнепалеоценовые опоки и (или) опоковидные глины, в нормальном залегании расположенные на глубинах от 150–300 до 400 м [3, 6]. В Северном Зауралье (бассейн р.Сыни) подобные складки образованы латеральным перераспределением мощности коньяк-сантон-кампанских опоковидных песчаников и песчанистых опок [1]. В погруженных частях плиты, где эти, а также аналогичные по составу маастрихт-датские породы залегают на глубинах 700–800 м, известны их экзотические выходы на поверхность площадью до 1–1,5 км² [7, 8, 10], не проявленные в тектонической структуре досенонских слоев и также имеющие диапировую природу. В пределах Белорусской антеклизы развиты складки нагнетания турон-маастрихтского глинистого писчего мела, в которых роль покровного комплекса играют эоценовые и новейшие отложения мощностью до 150–200 м [9]. Приповерхностные складки нагнетания, хорошо выраженные на сейсмоакустических записях и подтвержденные морским бурением, обнаружены на Баренцевоморском шельфе, где активным слоем является среднечетвертичный глинистый диамиктон мощностью 20–25 м, над которым пассивно деформируется толща верхнеплейстоцено-голоценовых илов (30–60 м). Наконец, на п-ове Ямал дислокациями рассматриваемого типа затронуты многолетнемерзлые новейшие отложения. Ядра приповерхностных криптодиапировых складок амплитудой до 20–25 м образованы пачкой аллювиальных верхнечетвертичных песков нормальной мощностью 10–12 м, а покровный комплекс – песчано-глинистыми лиманными осадками мощностью 25–30 м [4].

Накопление большой пластической деформации, результатом которого является образование диапировых складок, возможно только за счет установившейся ползучести материала активного слоя в масштабе геологического времени. Такая пластическая деформация аппроксимирует-

¹ Гидрогеоэкологическая научно-производственная и проектная фирма «ГИДЭК», Москва, Россия

ся течением вязкой ньютоновской жидкости ввиду того, что коэффициент вязкости в этом процессе остается квазипостоянным. Иллюстрацией этого положения может служить деформационное поведение писчего мела. Обычный писчий мел характеризуется агрегированностью тонкодисперсных карбонатных частиц: по агрегатному составу он близок алевроиту или алевролитистому песку, вследствие чего не способен деформироваться путем установившейся ползучести. Глинистый писчий мел Белоруссии отличается наличием закисного железа, сульфидов и органических коллоидов, которые в восстановительной обстановке препятствуют слипанию карбонатных частиц. По этой причине агрегатный состав породы не отличается от гранулометрического и характеризует ее как глину, которой она может считаться и по пластическим свойствам. Вискозиметрические испытания показывают, что Белорусские мелы обладают способностью к течению с постоянной вязкостью [2].

В области слабых девиаторных напряжений, при которых только и возможно проявление длительной установившейся ползучести, субсолидусное течение с постоянной скоростью является обычным для многих типов пород. Постоянство скорости деформации поддерживается тем, что разрушение структурных связей между минеральными частицами или атомами в кристаллической решетке на одних участках ограниченного объема породы компенсируется их восстановлением на других. Структурным выражением связанного субсолидусного течения является чрезвычайно сложная мелкая складчатость, характерная для соляных диапиров. Мелкие дислокации подобного типа развиты и в ядрах нагнетания мерзлых песков на Ямале. В опоках и опокovidных песчаниках установившаяся ползучесть осуществляется путем катакластического течения, в результате чего в ядрах диапировых складок эти породы сильно брекчированы.

Необходимыми условиями такого течения являются высокая пористость породы, обеспечивающая развитие катаклаза при соответствующем повышении порового давления, а также уравнивание процесса перевода аморфного кремнезема в гидрогель («растворение под давлением») его быстрым схватыванием при снятии избыточного давления из-за поворота и перемещения кластических зерен. Процесс возможен потому, что гели кремнезема являются прекрасным природным цементом. Установившаяся ползучесть опокovidных глин, глинистого писчего мела и диамиктона выражается в комбинации связанного и катакластического течения при ведущей роли последнего, что отражено в мезо- и микроструктуре ядер нагнетания.

Перечень типов пород, играющих активную роль в формировании диапировых складок, свидетельствует о том, что, помимо способности к накоплению большой пластической деформации, они обладают еще одним важным свойством, выделяющим их из состава деформируемого комплекса слоев: на тех уровнях, на которых в них продуцируется вязкое течение, эти породы практически несжимаемы по отношению к гра-

витационной нагрузке. В галите это обусловлено особенностями его кристаллической структуры; в диамиктоне – плохой сортировкой породы (поры между крупными зёрнами заняты мелкими частицами); в мелах Белоруссии – наличием не контактирующих друг с другом карбонатных частиц, придающих породе дополнительную прочность; в опоках, опокovidных песчаниках и мерзлых песках – цементационными структурными связями. Благодаря этому при погружениях возникает инверсия плотности, которая, например, считается энергетическим источником соляного диапиризма. Вместе с тем, глиняный диапиризм такой инверсией не сопровождается и продуцируется глинами, почти достигшими предела гравитационного уплотнения, возможного при сохранении породой свойства гидропластичности.

И в приведенных примерах инверсия плотности в одних случаях имеет место (опоки, опокovidные глины и песчаники), в других – отсутствует (мерзлый песок, диамиктон, глинистый писчий мел), хотя образующиеся деформационные структуры морфологически подобны.

Общим для всех типов пород, играющих активную роль в процессах диапиризма, является повышенная по сравнению с перекрывающими породами механическая прочность. Последнее позволяет им преодолевать сопротивление вышележащих слоев деформированию при развитии процесса диапиризма. Активный слой и покровный комплекс не равноправны в этом процессе, что подтверждается и различием в стиле их деформации: первый характеризуется сложной внутренней дислоцированностью, а второй образует простые складки поперечного изгиба, в которых латеральное растяжение слоев завершается их диапировым протыканием. Только активный слой деформируется как вязкая жидкость, покровный комплекс участвует в деформационном процессе как упруго-пластичное тело.

Это различие определяется тем, что активный слой обладает оптимальным соотношением вязкости и прочности, определяющимся минимальным по сравнению с вмещающими породами периодом релаксации напряжений. Источником последних могут быть только внешние по отношению к деформируемому объёму силы, в большинстве случаев обусловленные тектонически. Это подтверждается и позицией изучавшихся складок по отношению к тектонической структуре субстрата активного слоя. Единичные диапировые складки обычно располагаются на крыльях антиклинальных поднятий или разломных зон; складки, концентрирующиеся в пояса различной протяженности, заполняют пространство между сближенными поднятиями. Динамические условия формирования первых и вторых рассмотрены, соответственно, в [5] и [6].

Литература

1. Брагин П.Е. Дислокации верхнемеловых отложений и их отражение в ландшафте // Минералогия кайнозоя Зап. Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 74–77.

2. Горькова И.М., Душкина Н.А, Окнина И.А. и др. Природа прочности и деформационные особенности мела и некоторых мелоподобных пород : Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР. 1962. Т. 44. 130 с.
3. Крапивнер Р.Б. Глиняный диапиризм в Западной Сибири на примере района г. Ханты-Мансийска // ДАН СССР. 1978. Т. 242, №4. С. 905–908.
4. Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры М.: Недра, 1986. 204 с.
5. Крапивнер Р.Б. Новая концептуальная модель складчатости нагнетания // Геотектоника. 1992. №4. С. 27–38.
6. Крапивнер Р.Б. Опоковый диапиризм в Западной Сибири // Геотектоника. 1997. №2. С. 82–94.
7. Кузин И. Л., Матвеев И.Ф. Породы верхнего мела в обнажениях Нижнего Приобья // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1973. Вып. 73. С. 60–66.
8. Кузин И.Л., Трофимов С.Е. Выход верхнемеловых пород на Сибирских увалах и связанные с ним проблемы палеогеографии антропогена // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1982. Вып. 172. С. 80–85.
9. Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск.: Наука и техника, 1980. 280 с.
10. Смирнов И.И. Зона выходов верхнемеловых кремнистых пород на Обь-Ляминском междуречье и некоторые аспекты ее генезиса // Минералогия кайнозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 43–50.

Л.И.Красный¹

Глубинные восходящие (фидерные) структуры [плюмы – плюмажи – горячие пятна; астеносферные (мантийные) диапиры – диапиры] и их минерагеническое значение

Резко возросший за последние годы интерес к глубинной геодинамике оправдан возможностью использовать новые методы исследований, позволяющие проникать до поверхности ядра. Широко используются понятия и соответствующие им термины, относящиеся к восходящим струям (столбообразным, грибовидным, перистым) вещества, обособленного от окружающей среды. На таблице даны сжатые характеристики таких структур. Их вычленение не только определяет существенное обновление подходов к теории Земли, но и содержит важные прикладные аспекты. К ним достаточно надежно приурочены металлы (в том числе и редкие), редкоземельные элементы, алмазы, а также нефть–газ, соли и др.

Подчеркивается и универсальное значение флюидных компонентов.

Обобщенная модель, устанавливающая значение глубинной минерагении, показана на рисунке. В его верхней части дана классификация месторождений с условными обозначениями, использованными при

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

Система восходящих (фидерных) структур

КОРА	Горячее пятно (точка)	Диапир	Мантийный (астеносферный) диапир	Плюм-тектоника	
	Близповерхностное выражение («головка») мантийного плюма. Наиболее четко выражено в современных вулканических структурах. Ветвящиеся плюмы создают плюмажи	Куполообразная, реже гребенчатая структура, образованная в результате гравитационной инверсии, когда более легкое вещество поднимается вверх, «протыкающая» (внедряясь) в более тяжелое вещество	Структура астеносферного воздымания, приводящая в одних регионах в ранней (предрифтовой) стадии к внутриконтинентальным поднятиям, а в других – в поздней стадии к обширным раздвигам и проседаниям в коре. ----- Предполагается формирование и в импактных структурах	ГОРЯЧЕЕ ПОЛЕ ↑ СУПЕР-ПЛУМ	Гипотетическая глобальная модель надъядерного воздымания суперплюма (суперплюмов), усложненных конвективными мантийными течениями
МАНТИЯ	П Л Ю М	Восходящая из надъядерного слоя D ^{II} столбовая струя высоко нагретого и менее плотного, чем окружающая среда вещества, обычно обогащенная металлоносными флюидами	АСТЕНОСФЕРА		
	П Л Ю М А Ж		МАНТИЯ		
Активный неустойчивый слой D ^I		ЯДРО		D ^{II} ЯДРО	

создании «Геолого-минерагенической карты Мира» масштаба 1:15 млн. (ВСЕГЕИ, Океангеология, ВНИГРИ). В эндогенной металлогении с помощью изотопии Os, Pb и Nd устанавливаются мантийные источники плюмогенных месторождений и их генетические корни, сравниваемые с активностью таких известных горячих пятен, как Гавайские.

В нефтегазовой геологии горячие потоки (струи) флюидов проникают в глубокие горизонты осадочных линз и ускоряют процесс их преобразования с усилением углеводородной составляющей. Они также способствуют эмиграции нефтематеринских пород в коллекторы [М.В.Багдасарова и др.; К.А.Клещев и др., 1999].

Все перечисленные в таблице геодинамические подразделения, связанные с процессами в оболочках разной глубинности, формируются в условиях подъема разогретого геохимически сложного (плюмы) или более однородного по физико-геохимическим особенностям (диапиры) вещества. Именно **восхождение** его является принципиальным свойством образования соответствующих структур. Отсюда можно предложить для них общий термин «фидерные», от английского feeder – питатель, приспособление, подающее различные материалы; канал. В сущности, большую часть из них следует относить к глубинным «дипфидерным» (deepfeeder) структурам.

С.С.Красовский, А.С.Красовский¹

Астеносфера и тектогенез

Основные закономерности плотностных моделей глубинных структур земной коры и верхов мантии, выявленные благодаря обобщению результатов гравитационного моделирования на разных континентах [1] и специальным работам на теоретических моделях [2], показывают их четкую причинно-следственную связь с условиями изостатического равновесия. Все это позволило объяснить многие особенности плотностных моделей. А стремление вышележащих блоков к состоянию изостатического равновесия обусловлено существованием на Земле астеносферы (астеносфер), что имеет первостепенное значение для тектонического развития нашей планеты.

Введение в 1914г. Дж.Баррелом понятия «астеносфера», означавшего “ослабленный слой”, позволило объяснять механизм изостатического уравнивания блоков перетеканием подкорового вещества в горизонтальном направлении. Согласно определению, астеносфера – это слой, в котором породы обладают большей пластичностью, податливо-

¹ Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

стью к деформациям и перемещениям, чем вышележащая более прочная толща, названная «литосферой».

Довольно распространенным является мнение, что слои с пониженными значениями скорости сейсмических волн или (и) электрического сопротивления в верхней мантии являются обязательными свидетельствами астеносферы. Однако слои с пониженными значениями этих параметров, плотности, а тем более при инверсии лишь какого-либо из них вполне могут быть связаны с изменением состава пород, не влияющим на снижение прочности. Поэтому выделение в геофизических моделях слоя (слоев) с уменьшением скорости, плотности, электропроводности не может однозначно служить свидетельством существования слоя (слоев) пониженной прочности – астеносферы.

В то же время, в термодинамических условиях литосферы может проявляться явление дилатации, когда с увеличением давления и содержания воды прочностные свойства пород резко ослабляются при температурах, меньших солидусных, но заметного уменьшения электропроводности, скорости не происходит. Поэтому вполне вероятно, что те слои, которые в геологическом масштабе времени можно рассматривать квазипластичными, в физических полях отражения не находят. Однако отсутствие такого проявления не может служить доказательством отсутствия астеносферы.

Таким образом, родившееся в начале века понятие об астеносфере как умозрительной конструкции лишь косвенно подтверждается при интерпретации геофизических материалов. Но поскольку нет альтернативы осуществления изостатического равновесия на слое пониженных (ослабленных) прочностных свойств, а само явление изостазии по крайней мере не отрицается практически всеми исследователями, в существовании астеносферы сомневаться не приходится.

Более того, можно уверенно предполагать, что ослабленные прочностные свойства пород в недрах существовали во время всей геологической истории Земли и обусловлены гравитационной дифференциацией вещества, реализуемой с помощью тепломассопереноса. Ведь любые явления конвекции, адвекции, обширного магмообразования, интенсивного метаморфизма с выделением кремнезёма, щелочей, воды и летучих, анатексиса, гранитообразования, любые движения плит в явной или скрытой форме предполагают наличие слоев, поверхность которых жидкообразна или квазипластична, что и свидетельствует о наличии слоя (слоев) ослабленных прочностных свойств.

В настоящий период геологической истории Земли астеносфера представляет собой, вероятнее всего, квазипластичную толщу в аморфном, стекловатом или частично расплавленном виде. Однако в мантии Земли нет слоя полного плавления пород, так как поперечные сейсмические волны, проходящие через мантию и регистрируемые на Земле почти повсеместно, через расплав проникать не могут. Представлениям о распла-

ве противоречат и данные о Земных проливах, хотя до сих пор живучи представления о плавании земной коры или литосферы на субстрате.

Существование астеносферы на Земле имеет первостепенное значение для ее самоорганизации при тектоническом развитии. Гравитационное моделирование показывает, что если бы тектонические перестройки структур происходили без стремления их к изостатическому равновесию, на континентах существовали бы аномалии силы тяжести, во много раз превышающие известные в настоящее время. Астеносфера, по сути, является регулятором тектонических движений блоков литосферы и обуславливает хорошую изостатическую уравновешенность различных структур. Именно через астеносферу происходит тепломассоперенос вещества из недр Земли, из астеносферы в литосферу поступают магматические породы, продукты глубокой метаморфической переработки различных пород.

Существование астеносферы обуславливает демпфирование, амортизацию движений, вызванных как перераспределением вещества в литосфере, так и перемещением его из более глубоких горизонтов мантии. Это объясняется относительно меньшей вязкостью вещества астеносферы при возможности его перетекания с компенсацией перемещений кровли и подошвы астеносферы. Следствием этого является стремление к сглаживанию этих разделов. Физическое состояние астеносферы придает ей такое свойство, на которое ранее не обращалось внимание. Любой наклон поверхности астеносферного слоя с неизбежностью приводит к появлению горизонтальной составляющей напряжений в вышележащей толще литосферы. Это имеет первостепенное значение для причинно-следственной связи вертикальных и горизонтальных движений. Так, возбуждение верхней мантии и тепломассоперенос пород из недр к поверхности Земли приводят к возникновению на кровле астеносферы режима растяжения благодаря антиклинорности; длительность существования последней зависит от интенсивности и продолжительности поступления материала, характера движений блоков над астеносферой и др.

Прекрашение «подпитки» астеносферы, перемещение вверх легких дериватов, опускание тяжелых образований, перераспределение давлений на кровле астеносферы в конечном счете приводят к выполаживанию астеносферы с дальнейшим развитием ее синклинорности и режима сжатия. Тем самым создаются условия для горизонтальных перемещений блоков. Без наличия астеносферы вертикальная дифференциация вещества в поле силы тяжести Земли не может трансформироваться в горизонтальные перемещения блоков, не возможно и перераспределение и изостатическое выравнивание нагрузки вышележащих блоков. Этим, очевидно, и объясняется наличие масконов на Луне и их отсутствие на Земле. На тех планетах, где нет физических условий для существования астеносферы, невозможна общепланетарная перестройка тектонов, а тектонические движения, если и существуют, отличаются от таковых на планетах с астеносферой. Если же термический режим планеты до-

пускает существование квазипластичных, а тем более расплавленных пород на незначительной глубине, характер тектонических движений должен быть иным, чем в настоящее время на Земле – тела затвердевающих пород благодаря инверсии плотности будут с неизбежностью тонуть.

Таким образом, выявленные закономерности гравитационных моделей глубинных структур литосферы с учетом их стремления к состоянию изостатического равновесия при гравитационной дифференциации вещества в поле силы тяжести Земли при наличии астеносферы (астеносфер) позволяют объяснить многие существенные особенности глубинных и приповерхностных структур, закономерность колебательных движений блоков и др.

Литература

1. Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наук. думка, 1989. 248 с.
2. Красовский С.С., Красовский А.С. Гравитационное моделирование, изостазия и тектогенез // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Тез. докл. Екатеринбург: УГГА, 1999. С. 141–143.

**Кузьмин М.И.¹, Ярмолюк В.В.²,
Коваленко В.И.², Иванов В.Г.¹**

Эволюция Центрально-Азиатского горячего поля в фанерозое

Четыре горячих поля, с которыми связано проявление внутриплитового магматизма, известны в настоящее время на Земле: Тихоокеанское, Африканское, Центрально-Азиатское и Тасманское. Ни одно из них не совпадает с границами плит, и охватывает как правило, две-три плиты. Отдельные участки срединно-океанических хребтов попадают во внутренние части горячих полей и магматизм их отличается от участков, расположенных за их пределами, повышенным содержанием целого ряда литофильных элементов [1, 2, 3].

В настоящем сообщении рассматривается эволюция и история развития Центрально-Азиатского горячего поля, существование которого, в координатах близких к современному, можно проследить с ордовика до

¹ Институт геохимии им. А.П.Виноградова (ИГХ) СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

настоящего времени [4]. В различные эпохи фанерозоя в пределах горячего поля отмечается широкая гамма пород, охватывающая субщелочные базальты, трапповый магматизм, кимберлиты, разнообразные щелочные породы и карбонатиты, а также внутриплитовые гранитоиды и бимодальные вулканические серии, характеризующиеся повышенным содержанием литофильных элементов с высокими ионными радиусами. Палинспастические реконструкции показывают, что в различные эпохи фанерозоя, характеризующиеся проявлением активности в Центрально-Азиатском горячем поле: ранне-среднепалеозойскую, позднепалеозойско-раннемезозойскую, позднемезозойско-раннекайнозойскую и позднекайнозойскую, внутриплитовый магматизм охватывает как континентальные, так и океанические области. В океанических областях он проявлялся, как это можно фиксировать, в появлении вулканитов океанических обрывов или вулканических плато.

Изучение редкоэлементного и изотопного состава продуктов внутриплитового магматизма в пределах отдельных этапов Центрально-Азиатского поля внутриплитового магматизма показывает с одной стороны, что редкоэлементные особенности основных, базальтовых производных мантии, а также кислых, коровых пород имеют сходные геохимические характеристики, что связано с образованием этих пород с едиными сквозьмагматическими мантийными потоками, а с другой стороны, закономерными изменениями геохимических характеристик базальтов во времени [5]. Последнее обстоятельство определяется, очевидно, эволюцией и изменением состава Азиатского суперплюма, ответственного за фанерозойский магматизм в Центрально-Азиатском горячем поле. Вероятно, в течении большей части фанерозоя, вплоть до позднего мела, магматизм и структура Центрально-Азиатского поля, формировались под влиянием «горячего суперплюма», в то время как с конца мела и до настоящего времени под Центрально-Азиатским полем существует и определяет развитие как магматических пород, так и геологических структур «холодный суперплюм».

Наряду с Северо-Азиатским суперплюмом, определяющим магматическую и тектоническую активность в кайнозое в Центральной Азии, большое значение в развитии этого региона, начиная с олигоцена, играет коллизия Евразийского и Индийского континентов. Возрастные оценки базальтового вулканизма в Прибайкалье, Забайкалье, Саянах и Монголии, а также особенности становления осадочного чехла в Байкале, выявленные в результате глубоководного бурения на Байкале показывают синхронность магматических и орогенических процессов в регионе в позднем кайнозое, что определяется, очевидно, в первую очередь, влиянием Северо-Азиатского суперплюма.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Глубинная геодинамика Земли // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 4. С. 3–12.
4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплум в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000 (в печати).
5. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6, № 2. С. 115–139.

А.Б.Кузьмичев¹

Позднерифейские тектонические события в истории байкалид Тувино-Монгольского массива

Тувино-Монгольский массив (ТММ) в современной структуре представляет собой террейн с гетерогенной докембрийской корой, включенный в состав каледонид Саяно-Байкальской складчатой области. ТММ отличается от обрамляющих каледонских структур присутствием венд-кембрийского карбонатного платформенного чехла. Деформированность чехла и присутствие палеозойских гранитов рассматривались как признак нижнепалеозойского возраста континентальной земной коры массива. По данным автора, ТММ сформировался в виде обособленного блока континентальной земной коры в позднем рифее. В истории его формирования выделяются события двух тектонических циклов: раннебайкальского (1000–800 млн лет) и позднебайкальского (800–600 млн лет).

Опознаются два палеоструктурных элемента, существовавших на протяжении раннебайкальского цикла: Дунжугурская островная дуга и Гарганский микроконтинент. Гарганский микроконтинент (в современной структуре – Гарганская глыба – рис. 1) обладает классическим для платформенных структур двухярусным строением. Архейский(?) кристаллический фундамент прорван гранитами с возрастом 2 млрд лет [5]. На нем несогласно залегает средне-верхнерифейский платформенный чехол. Дунжугурская дуга представлена в современной структуре офиолитами Окинского и Ильчирского офиолитовых поясов. Присутствие бонинитов в составе дайкового и вулканического комплексов указывает на то, что офиолиты представляют собой кору океанической островной дуги [1]. Возраст начального этапа ее формирования около 1 млрд лет (U-Pb возраст плагиогранитов, прорывающих верхнее габбро – данные

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

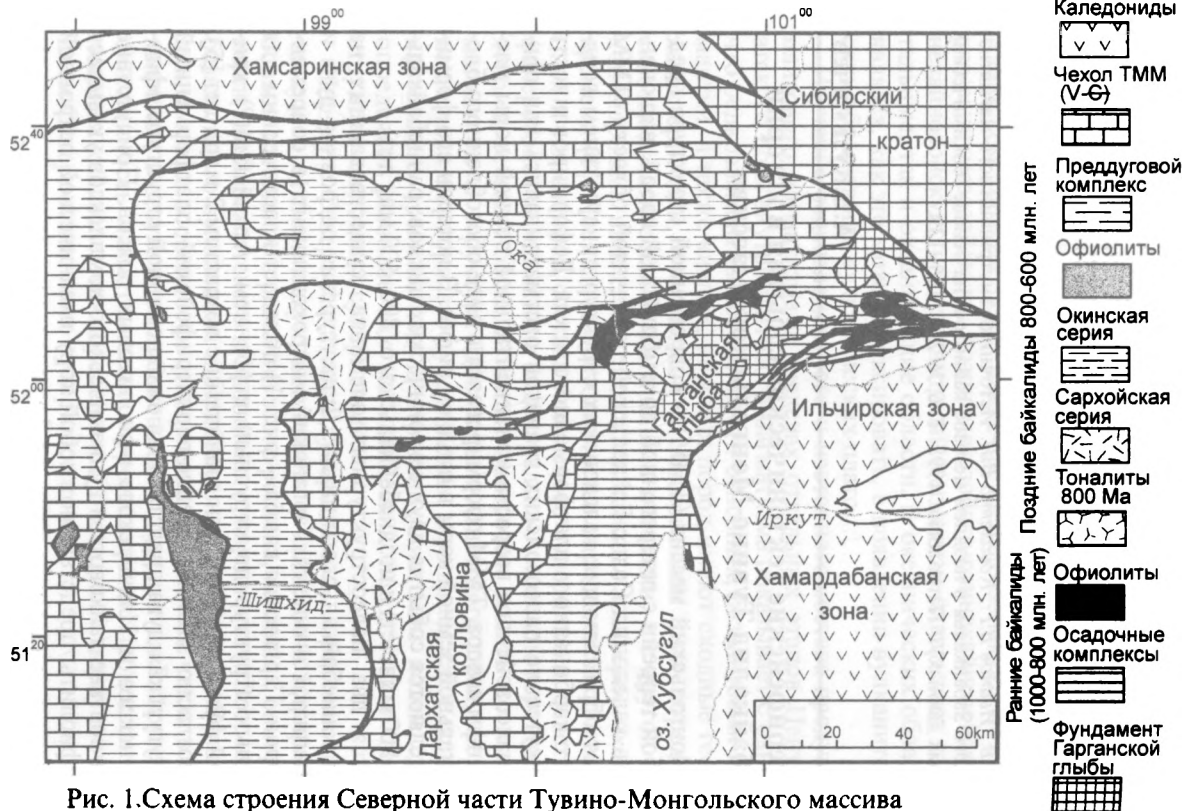


Рис. 1. Схема строения Северной части Тувино-Монгольского массива

Е.В.Склярова и Е.В.Хаина). Осадочный комплекс офиолитов сопоставляется с преддуговыми отложениями. Следовательно, Дунжугурская дуга была обращена своим фронтом в сторону микроконтинента и субдукция океанической коры окраинного бассейна осуществлялась под дугу (рис. 2). Судя по простираниям параллельных даек, островная дуга была ориентирована косо или почти перпендикулярно относительно окраины Гарганского микроконтинента.

В результате коллизии этих структур островодужные офиолиты были шарьированы на микроконтинент. Обдукция сопровождалась сдиранием чехла и перемещением его фрагментов в тыловой бассейн, где формировалась карбонатокластовая олистострома. Верхний предел возраста коллизии устанавливается по тоналитам сумсунурского комплекса, прорывающих офиолитовый покров.

Позднебайкальский тектонический цикл начинается с формирования зоны субдукции, ориентированной под Гарганский микроконтинент, объем которого увеличился в результате приращения к нему островодужной коры. Начало субдукции выражено выплавлением тоналитов сумсунурского комплекса (790 млн лет – U-Pb и Rb-Sr методы). Затем происходит формирование полномасштабной континентальной вулканической дуги на окраине Гарганского микроконтинента, представленной известково-щелочными вулканитами сархойской и дзабханской серий (возраст верхних горизонтов серии – 719 млн лет [2]).

Западнее вулканического пояса располагается полоса выходов Окинской (Хугейнской) серии, возраст которой не моложе 736 ± 43 млн лет [3] (см. рис. 1). Она сложена расчешуенными турбидитами и вулканокластикой и содержит клинья офиолитов и кросситовых сланцев [1]. Такое строение позволяет сопоставлять окинскую серию с аккреционной призмой (см. рис. 2). Полоса выходов окинской серии обрамляется с внешней стороны офиолитами Шишхидской океанической дуги. Коллизия Шишхидской дуги и микроконтинента осуществилась в конце позднего рифея – в первой половине венда. На этом рубеже начинается накопление континентальных красноцветных моласс, переходящих вверх в карбонатный платформенный чехол. На протяжении кембрия новообразованный Тувино-Монгольский микроконтинент дрейфовал по Палеоазитскому океану, после чего испытал коллизию с окружающими островодужными и континентальными структурами, результатом чего явились деформации чехла и массовое выплавление гранитов в конце верхнего кембрия – начале среднего ордовика.

Два этапа байкальского орогенеза, наблюдаемые в ТММ, соответствуют енисейской и собственно байкальским фазам, проявившимися в обрамлении Сибирского кратона [4].

Работа выполнена при содействии РФФИ (проект № 98-05-64876).

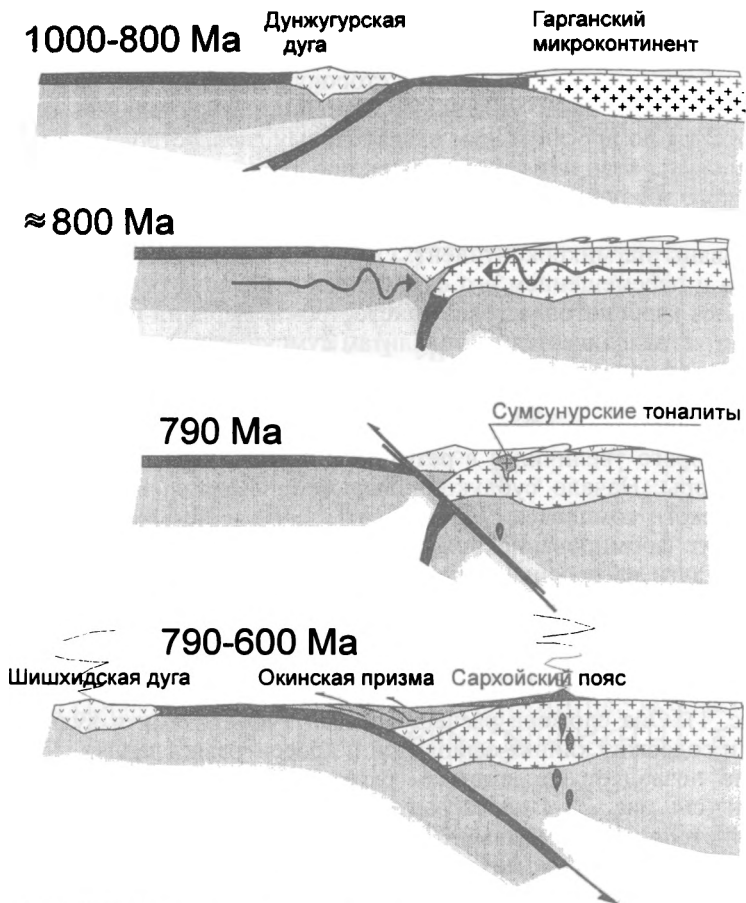


Рис. 2. Рифейские события в Тувино-Монгольском массиве

Литература

1. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
2. Кузьмичев А.Б. Сархойская серия стратотипической местности (стратиграфия, структурное положение, возраст) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири: Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск, 1990. С. 104–123.
3. Кузьмичев А.Б. Строение верхнерифейской окинской серии на правобережье р.Тустук (Восточный Саян) // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1997. № 3. С. 21–36.
4. Хаин В.Е., Рудаков С.Г. Байкальская складчатость Н.С.Шатского и байкальская эра тектогенеза // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 1995. Т. 3, №6. С. 25–32.
5. Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // ДАН. 1995. Т. 342, № 6. С. 776–780.

Восточно-Кавказская зона пограничных (краевых) дислокаций – структурный индикатор региональной геодинамики

Юго-Восточный сегмент Большого Кавказа – позднеальпийское складчато-надвиговое сооружение. В его наиболее приподнятой центральной части обнажена мощная (более 3000 м) терригенно-сланцевая толща средней и верхней юры мегантиклинория Главного хребта Восточного Кавказа (Тфанского антиклинория).

Северное крыло сооружения образовано шельфовыми, преимущественно карбонатными осадками верхней юры (до 500–700 м), карбонатно-терригенным флишем с горизонтами олитостром неокома–апта (до 1500 м), а также известково-глинистыми породами верхнего мела и палеогена (1200–1500 м) Шахдаг-Хизинской зоны [1, 2].

Особенности геологического строения южного крыла во многом предопределены его положением в пределах двух крупных палеотектонических элементов, претерпевших разную мезозойско-кайнозойскую историю. На севере это альпийская геосинклиналь Большого Кавказа, а на юге – Закавказский массив, послуживший в мезозое (с байосса) ареной мощной вулканической деятельности, сходной с таковой в современных окраинно-материковых или островодужных поясах [3, 4].

Представляется, что в современной структуре граница между ними маркируется системой разрывно-складчатых нарушений Восточно-Кавказской зоны пограничных (краевых) дислокаций (как единая структура выделяется впервые). Ее обобщенный контур в плане имеет дугообразную форму, выпуклая часть которой ориентирована в северо-восточном направлении. Местоположение этой шовной зоны лишь на отдельных участках совпадает с границами горно-складчатого сооружения – в общем орогенное воздымание Большого Кавказа оказались вовлеченными северные окраины Закавказского массива.

К северу и востоку от зоны пограничных дислокаций на поверхности развит меловой терригенно-карбонатный флиш Ковдаг-Сумгаитской зоны, а также песчано-глинистые, иногда флишоидные, сравнительно глубоководные отложения палеоцена-среднего сармата и моласса верхнего сармата–антропогена Апшероно-Кобыстанской области. Все отложения интенсивно дислоцированы – собраны в линейные складки и разорваны разрывами преимущественно близширотного простирания, развиты также покровы.

Иначе построены участки южного крыла сооружения Юго-Восточного Кавказа, принадлежавшие ранее Закавказскому массиву. Они охваты-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

вают: Вандамскую зону, в пределах которой обнажен сложно дислоцированный раннеальпийский вулканогенно-осадочный комплекс этого массива; весьма своеобразно построенную Шемахино-Баскальскую аллохтонную (?) зону, основным структурным элементом которой является Баскальская пластина мелового флиша, а также крутую Ленгебизскую моноклиналъ плиоценовых пород. Основную же часть Закавказского массива здесь занимает Нижнекуринская межгорная впадина – современная аккумулятивная равнина, высланная до глубин 5–7 км практически не дислоцированными породами верхнего миоцена–антропогена. Их однообразный северный наклон нарушен лишь на восточной окраине впадины, где развиты эшелонированные пояса кулисных антиклиналей Алято-Сальянской складчатой зоны.

Восточно-Кавказская зона пограничных (краевых) дислокаций на всем протяжении выражена сосредоточенными в узкой (2–5 км) полосе разрывами, складками и их сочетаниями разных размеров, направлений и морфологических типов. Система этих нарушений протягивается вдоль южного склона ЮВ Кавказа от долины Геокчая (возможно, и западнее) к Каспийскому побережью на расстоянии свыше 200 км. В плане она имеет форму сложной ломаной линии, состоящей из спрямленных отрезков близширотного, северо-западного и, редко, близмеридионального простираний. Установлено, что различно ориентированные отрезки имеют разную, но вполне упорядоченную внутреннюю структуру: близширотные – образованы разрывами взбросового и надвигового типов, сочетающимися с параллельными им узкими линейными складками; северо-западные – представлены системами сближенных, обычно кулисно расположенных правых сдвигов и сопровождающих их эшелонированных рядов мелких складок; близмеридиональные – преимущественно сбросами.

На севере, в междуречьях Геокчая, Гирдыманчая и Ахсу основным структурным элементом Восточно-Кавказской зоны пограничных дислокаций является близширотный **Кайнарский** взброс, представляющий собой главную сутурную линию в пределах южного склона ЮВ Кавказа. К северу от него развиты юрские, меловые и палеогеновые песчано-глинистые и флишоидные толщи сравнительно глубоководного морского бассейна, южнее – вулканический и кулканогенно-осадочный комплекс островодужного типа средней юры – нижней части верхнего мела. Восточнее, в верховьях Ахсу (после сочленения с Зангинским разрывом), он резко разворачивается на юго-восток и трассируется по направлению к Шемахе и далее на расстоянии свыше 25 км, ограничивая с востока область распространения вулканических пород Кахетино-Вандамской зоны. Этот отрезок разрыва выделяется как **Калайбугурт-Шемахинский** правый сдвиг [5]. Южнее вдоль долины Пирсагата на расстоянии около 30 км он надстраивается серией параллельных, но кулисно выстроенных аналогичных правых сдвигов. Наиболее протяженным из них является **Ленгебизский** отрезок регионального Аджичайско-

Алятского разрыва, горизонтальное перемещение по которому, оцениваемое по распределению фаций верхнеплиоценовых отложений, составляет до 10–15 км [6]. В региональном структурном плане эта упорядоченная система сдвигов находится на северо-западном продолжении крупнейшей в Восточном Закавказье Пирсагат-Сальянской зоны концентрации правосдвиговых деформаций.

Восточнее Пирсагата роль основного структурного элемента пограничных дислокаций, по всей видимости, играет близширотный **Адживелинский** отрезок Аджичайско-Алятского разрыва, иногда выделяемого как Адживели-Умбакинский надвиг. Он непрерывно прослеживается вдоль южных предгорий Кобыстана на расстоянии около 25 км. По разрыву приведены в соприкосновение породы олигоцена–миоцена (на севере) и верхнего плиоцена (на юге), что позволяет оценить вертикальную амплитуду перемещения до 1,5 км.

Восточнее (в районе с. Адживели) этот разрыв, плавно изгибаясь, приобретает юго-восточное направление, одновременно меняются его морфологический облик и кинематическая природа – появляются структурные признаки горизонтального – правостороннего смещения. Этот разрыв является северным звеном протяженной (свыше 70 км) северо-западного направления **Калмас-Борисовской** (Алято-Бяндованской) зоны концентрации правосдвиговых деформаций. Она объединяет систему кулисообразно расположенных правых сдвигов Алятской гряды, сочленяющихся здесь с меридиональными сбросами между Западным Алятским и Восточным Алятским поднятиями, а также находящийся на их продолжении Калмас-Борисовский пояс антиклинальных складок Нижнекуринской впадины. Его отчетливая эшелонированная внутренняя структура также свидетельствует о преобладающей обстановке правого сдвига.

Таким образом, выделяемая Восточно-Кавказская зона краевых дислокаций повсеместно имеет отчетливую морфологическую обособленность. Особенности ее внутреннего строения отражают высокую степень структурной упорядоченности, проявляющуюся в неоднократном сочетании близширотных структур сжатия (взбросов, надвигов, линейных складок), северо-западного направления правых сдвигов (разрывов, сложно построенных зон хрупкопластического сдвижения) и близмеридиональных структур растяжения (сбросов). Совместно они образуют структурный парагенез субмеридионального сжатия, появление которого увязывается с концепцией северного дрейфа Закавказского массива. Сложная конфигурация зоны фиксирует дифференцированный характер этого движения, более энергично оно проходило в западной части. Такой подход позволяет более обоснованно интерпретировать многие региональные особенности геологического строения, неотектоники, современной сейсмической активности, грязевулканической детельности и геофизических полей в пределах южного склона ЮВ Кавказа и Восточного Закавказья.

Литературы

1. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд. МГУ, 1963. 355 с.
2. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 342 с.
3. *Ломизе М.Г.* Региональные и глобальные события в развитии Кавказской геосинклинали // Полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 21–34.
4. *Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А., Хуцишвили О.Д., Цимакуридзе Г.К.* Характерные черты тектоники Кавказа. // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 3–15.
5. *Курдин Н.Н.* Пирсагат-Сальянская зона разрывов ЮВ Кавказа (морфокинематический анализ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 2. С. 31–39.
6. *Копп М.Л., Курдин Н.Н.* Региональные сдвиги на ЮВ Кавказе // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1980. № 11. С. 30–37.

**С.А.Куренков, О.В.Астраханцев,
К.Е.Дегтярев, Н.Б.Кузнецов¹**

Тектонотипы глубинных разломов – современная геодинамическая интерпретация

Согласно ранним представлениям А.В.Пейве, «в геосинклинальных областях имеются ... глубинные тектонические линии дизъюнктивного характера, которые ... характеризуются длительностью развития, большой глубиной заложения и определенной связью с формациями горных пород. Они ... играют большую роль при появлении и локализации магматических пород и рудных месторождений и ... контролируют также границы между резко различными фациями ... Глубинные дизъюнктивные структуры развиваются длительно и «живут» в процессе осадконакопления» [1].

Структуры этого типа в своих последующих работах А.В.Пейве называл **глубинными разломами** [2, 3].

Разработка учения о глубинных разломах проводилась на материалах по геологии Урала (Главный Уральский глубинный разлом) и Тянь-Шаня (Южно-Тянь-Шаньский глубинный разлом).

Главный Уральский глубинный разлом в его общепризнанном понимании протягивается на две с половиной тысячи километров и разделяет структуры Западного и Восточного Урала (рис. 1).

В строении Западного Урала принимают участие дислоцированные палеозойские карбонатные и кремнисто-терригенные толщи Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской зон, прослеживающиеся на протяжении

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

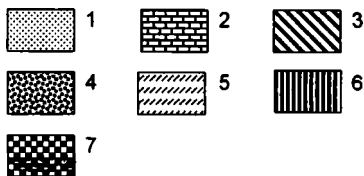
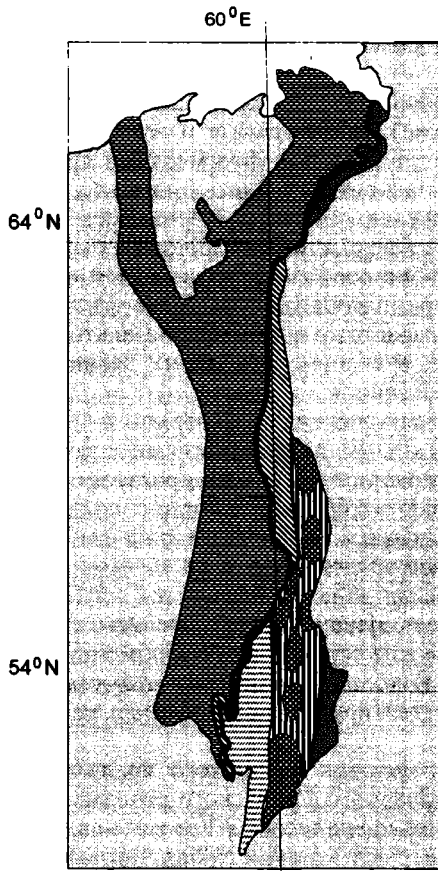


Рис. 1. Схема тектонической зональности Урала

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенные комплексы Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской зон Западного Урала; 3–5 – вулканогенно-осадочные комплексы Восточного Урала: 3 – Тагильской зоны, 4 – Сьюмкеу-Войкарской зоны, 5 – Магнитогорской зоны; 6 – метаморфические комплексы Восточно-Уральской зоны; 7 – позднепалеозойские граниты.

всей складчатой области. Формирование этих комплексов происходило в пределах шельфа, склона и подножия Восточно-Европейского палеоконтинента.

К востоку от Главного Уральского разлома распространены верхнеордовикско-девонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, являющиеся в основном фрагментами древних островодужных систем Уральского палеоокеана. Здесь с юга на север выделяются Магнитогорская, Тагильская, Сьумкеу-Войкарская зоны, различающиеся составом, строением и возрастом слагающих их комплексов.

Магнитогорская зона располагается в южной части Восточного Урала. В ее строении принимают участие эмско-фаменские островодужные комплексы и разновозрастные кремнисто-базальтовые, колчеданосные базальт-риолитовые вулканические серии, являющиеся фрагментами коры междуговых бассейнов.

Тагильская зона расположена на Северном и Среднем Урале. Она образована островодужными вулканическими сериями лландоверийско-раннедевонского возраста, с которыми пространственно связаны дунит-пироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса. Островодужные комплексы перекрываются девонскими рифовыми известняками, вмещающими бокситовое оруденение.

Сьумкеу-Войкарская зона располагается на Полярном Урале. В ее строении участвуют подушечные лавы среднего ордовика, дифференцированные вулканические серии и грубообломочные красноцветные вулканогенно-осадочные толщи девонского возраста. Отличительной чертой этой зоны является присутствие крупных массивов девонских гранитоидов.

Особенности строения зон Восточного Урала подчеркиваются различиями в структуре Главного Уральского разлома. На Южном Урале он маркируется системой офиолитовых аллохтонов, значительную роль в строении которых играют кремнисто-базальтовые комплексы и базит-гипербазитовые массивы (Кемпирсайский, Хабарнинский, Миндякский, Кракинский, Нуралинский) ордовикско-раннедевонского возраста.

На Среднем и Северном Урале Главный Уральский разлом представляет собой крутопадающий взбросо-сдвиг, который маркируется небольшими телами серпентинитов и крутопадающими пластинами черных сланцев ордовикско-раннедевонского возраста.

В пределах Полярного Урала Главный Уральский разлом выражен аллохтонами крупных ультрабазит-габбровых массивов (Войкаро-Сыньинский, Райзский, Сьумкеуский) силурийско-девонского возраста, которые подстилаются серпентининовыми меланжами, содержащими фрагменты верхнедевонско-нижнекаменноугольных кремнисто-базальтовых разрезов.

Анализ современной структуры Восточного Урала позволяет выявить соотношения выделенных зон. Структурно наиболее низким элементом являются комплексы Тагильской зоны. Соотношения этой зоны с Маг-

нигогорской наиболее определенно проявлены в Кыштым-Миасском районе. Здесь комплексы Тагильской зоны тектонически перекрыты образованиями Магнитогорской зоны и обнажаются в ядрах антиформ. В пределах Полярного Урала на Тагильскую зону шарьированы комплексы Сыумкеу-Войкарской зоны. Соотношения Сыумкеу-Войкарской и Магнитогорской зон остаются неясными. Анализ комплексов, участвующих в покровах, указывает, что последними – в позднекаменноугольно-раннепермское время – начали формироваться аллохтоны Сыумкеу-Войкарской зоны. В других частях Уральского складчатого пояса первые покровные движения и причленение островодужных и окраинно-морских структур к Восточно-Европейскому континенту фиксируются уже в конце девона.

Таким образом, Главный Уральский разлом представляет собой совокупность западных границ трех различных зон Восточного Урала, кулисообразно подставляющих друг друга. Возникновение отдельных сегментов Главного Уральского разлома связано с несколькими этапами причленения разновозрастных структур активной окраины к Восточно-Европейскому континенту. Генеральное направление шарьирования аллохтонов с востока на запад (в современных координатах) сохранялось на протяжении всего времени формирования Главного Уральского разлома.

Аллохтоны перекрывали комплексы окраины Восточно-Европейского континента, формирование которой происходило на протяжении позднего докембрия–среднего палеозоя. Региональная поверхность сместителей надвигов примерно совпадала с плоскостью материкового склона.

Южно-Тянь-Шаньский глубинный разлом представляет собой гигантский офиолитовый пояс (рис. 2). Он прослеживается от гор Султануиздаг, через Кызылкумские горки в предгорья Туркестанского и Алайского хребтов. На меридиане города Ош пояс делает петлеобразный изгиб и протягивается в Северо-Восточную Фергану (Южно-Тянь-Шаньская сигмоида). Далее пояс по Таласо-Ферганскому правому сдвигу смещается на 200 км и прослеживается в северных предгорьях Атбашинского и Иныльчекского хребтов. Этот пояс отделяет каледониды и ранние варисциды Казахстана, Северного и Среднего Тянь-Шаня от поздних варисцид Южного Тянь-Шаня.

Офиолитовый пояс образован фрагментами литосферы ранне-среднепалеозойского Туркестанского палеоокеана, которые в современной структуре занимают различное положение. Базит-ультрабазитовые части океанической литосферы превращены в серпентинитовые меланжи, формируют как самостоятельные в структурном отношении покровы, так и крутопадающие тектонические пластины, трассирующие сутуру палеоокеана. Верхние, стратифицированные части океанической литосферы обособляются в виде самостоятельных покровов, в строении которых принимают участие фрагменты разнородных и разновозрастных

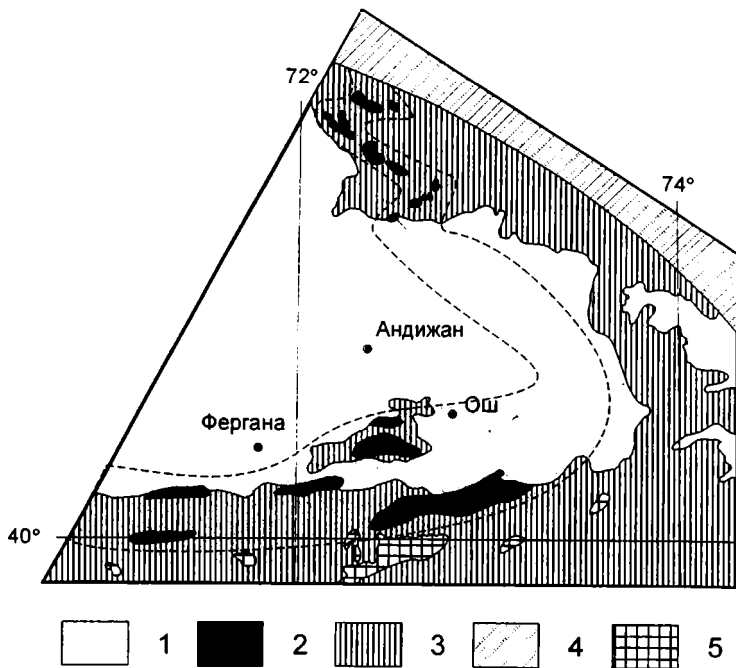


Рис. 2. Схема тектонической зональности Туркестано-Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня

1 – Южно-Тянь-Шаньский офиолитовый пояс; 2 – выходы офиолитов; 3 – терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенные комплексы; 4 – комплексы Срединного Тянь-Шаня; 5 – позднепалеозойские гранитоиды

структур Туркестанского палеоокеана (океанические плато, океанические впадины, острова и др.). Аллохтоны перекрывали ниже-среднепалеозойские кремнисто-сланцевые и карбонатные комплексы пассивных окраин Ирано-Таджикского, Алайского и Таримского микроконтинентов. Шарьирование аллохтонов происходило в среднекаменноугольное время синхронно на протяжении всего офиолитового пояса.

Таким образом, Главный Уральский и Южно-Тянь-Шаньский разломы являются глобальными структурами корово-мантийного заложения. В их строении участвуют комплексы, формирование которых происходило в Уральском и Туркестанском палеоокеанах. На протяжении всей своей истории они являлись границами структур с корой океанического и континентального типов. В обоих случаях, разломы представляют собой совокупность нескольких региональных шарьяжей. Надвигание палеоокеанических комплексов происходило на пассивные окраины континентов или микроконтинентов.

Главный Уральский и Южно-Тянь-Шаньский разломы обособились как самостоятельные структуры на заключительных этапах эволюции Уральской и Южно-Тянь-Шаньской покровно-складчатых областей, соответственно.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №98-05-64888).

Литература

1. *Пейве А.В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 5. С. 23–45.
2. *Пейве А.В.* Главнейшие типы глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 90–105.
3. Глубинные разломы и мобилизм: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 5–9.

А.М.Курчавов¹

Палеотектонические аспекты зональности девонского континентального магматизма юга Западной Сибири

Для решения палеотектонических и геодинамических проблем территории Западной Сибири определяющее значение приобретает выявление зональности девонского континентального (орогенного) магматизма. Анализ вариаций по латерали петрохимических сериальных особенностей девонских орогенных вулканогенных и интрузивных образований Казахстана выявил две принципиально разные зоны. Для одной из них характерны породы преимущественно низкокалиевой ветви известково-щелочной петрохимической серии; для другой – значительное присутствие пород высококалиевой ветви этой же серии, а также шошонит-латитовой серии. Первая зона (фронтальная) расположена на краю каледонского массива Казахстана по границе с герцинскими областями; вторая (тыловая) зона – во внутренних (стабилизированных) частях каледонского массива (рисунок). Такого рода асимметричная зональность магматизма свойственна вулканическим поясам окраинно-континентального типа. В пределах широтного отрезка девонского вулканического пояса Центрального Казахстана фронтальная зона совпадает с ранее выделенным А.А.Богдановым собственно краевым вулканическим поясом, но распространена значительно шире, маркируя активную окраину каледонского континента не только с Джунгаро-Балхашской, но и с Ир-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

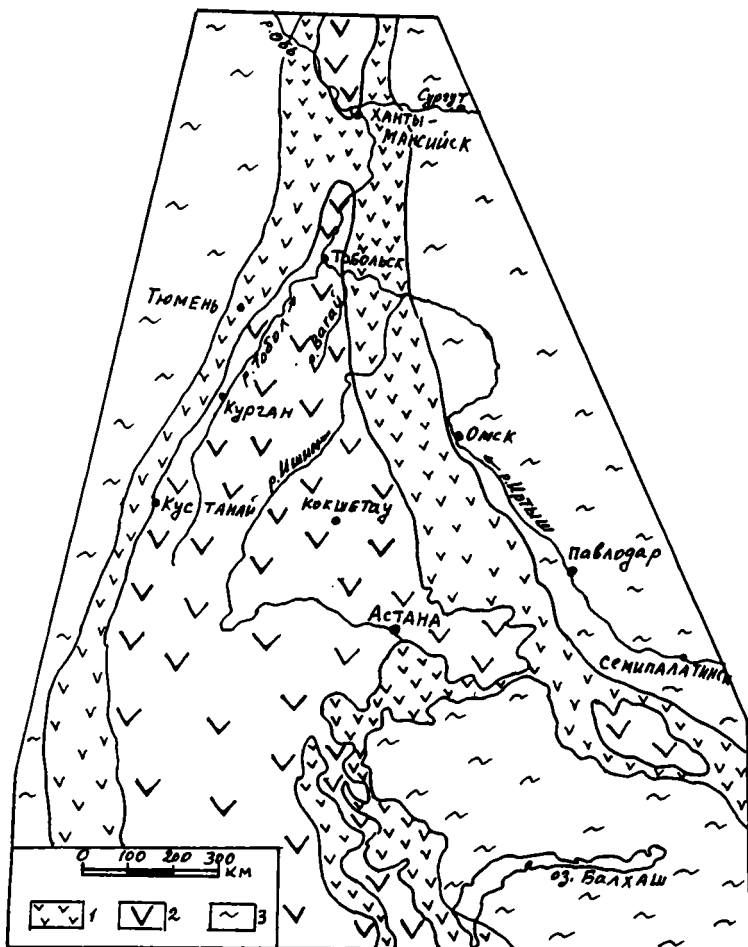


Схема современного распространения континентальных магматических образований нижнего—среднего девона и франского яруса на севере Казахстана и юге Западной Сибири

1, 2 — зоны развития девонских магматитов: 1 — преимущественно низкокальциевой ветви известково-щелочной петрохимической серии; 2 — с широким присутствием пород высококальциевой ветви этой же серии и шошонит-латитовой; 3 — герцинские подвижные области

тыш-Зайсанской подвижными областями. Девонские континентальные магматические образования, возраст которых обоснован находками органических остатков, широко представлены на юге Западной Сибири, непосредственно трассируясь сюда из обнаженной части палеозойд Ка-

захстана. Они вскрыты скважинами в междуречье Тобола, Вагая и Ишима, в районе г.Тобольска и севернее, близ г.Ханты-Мансийска – в пределах Краснотенинского свода.

Имеющиеся петрохимические данные позволяют уверенно выделить здесь также две петрохимические зоны. Одной из них, расположенной со стороны Иртыш-Зайсанской подвижной области, – известково-щелочные образования пониженной щелочности и калиевости пород; другой зоне, расположенной к западу от первой, свойственны породы более высокой щелочности и калиевости. Первая из этих зон непосредственно продолжает к северо-западу фронтальную зону девонского окраинно-континентального вулканического пояса Казахстана. Таким образом, на активной окраине каледонского континента юга Западной Сибири со стороны современной Иртыш-Зайсанской герцинской области формировался девонский окраинно-континентальный вулканический пояс. Вместе с тем, орогенные девонские магматиты широко представлены в Тургайском прогибе, непосредственно продолжая к западу ареал распространения подобных образований Кокчетавского и Улутауского регионов. Из Тургая они трассируются на север вдоль р.Тобол до г.Тобольска. Здесь они смыкаются с указанной выше полосой девонских континентальных образований.

Имеющиеся петрохимические данные свидетельствуют, что со стороны современной Уральской складчатой системы девонские орогенные магматиты обладают пониженной щелочностью и калиевостью, которые возрастают в сторону Казахстана. Такая же асимметричность петрохимической зональности девонского континентального магматизма намечается и для Тобольского региона. Таким образом, в пределах Тургайского прогиба и на его северном продолжении выделяется девонский окраинно-континентальный вулканический пояс, маркирующий активную окраину каледонского континента со стороны современной Уральской складчатой системы.

Смыкание близ г.Тобольска фронтальных зон обеих ветвей девонского окраинно-континентального вулканического пояса Казахстана и юга Западной Сибири ставит ряд принципиальных вопросов палеотектонического и геодинамического характера. Как известно, на юге Казахстана и в Средней Азии обе ветви девонского вулканического пояса также смыкаются. Из сказанного следует, что каледониды Казахстана и прилегающих частей Западной Сибири развивались в девоне как огромная сложная энсиалическая островодужная система. Присутствие севернее г.Ханты-Мансийска девонских континентальных магматитов с разными петрохимическими зонами ставит также вопрос о возможной островодужной природе соответствующего континентального блока.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект №98-05-64700).

Строение осадочного чехла Лаптевоморского шельфа

Строение и история формирования осадочного чехла шельфа моря Лаптевых рассматривалось неоднократно при построении мелкомасштабных тектонических схем и в работах, непосредственно посвященных этому региону. Для большей западной части шельфа, занимающей акваторию до долготы устья р. Яны, существуют четыре точки зрения на строение, состав и возраст осадочного чехла и фундамента:

1) в пределах шельфа развиты мезозойские складчатые структуры под осадочным чехлом малой мощности [1–3];

2) основание шельфа представляет собой подводное продолжение Сибирской платформы – древний Лаптевоморский массив (глыбу) с незначительной (1–2 км) мощностью осадочного чехла [4] и др.;

3) Лаптевская окраинно–материковая плита имеет параплатформенный чехол, близкий по составу и строению к Сибирской платформе и обрамляющим ее прогибам, с мощностью отложений от 4 до 12 км [6–9], [5] и др.;

4) мезозойские складчатые структуры Лаптевоморского шельфа, продолжающиеся с Верхоянья, перекрыты осадочным чехлом верхнемелового–кайнозойского возраста мощностью до 12 км [10] и др.

После проведения в 1986–87 гг. сейсмических работ МОВ ОГТ [5], показавших наличие на шельфе осадочного чехла большой мощности, в настоящее время, естественно, остались лишь две последние точки зрения. При этом следует отметить, что три первые гипотезы были сформулированы до проведения сейсмических работ, а четвертая – после. Рассмотрим аргументы, принятые в обоснование гипотезы параплатформенного характера западной части шельфа со значительной мощностью осадочного чехла [5–9].

1. Гравитационное поле на востоке шельфа представлено линейными аномалиями северо-западного простирания повышенной интенсивности, продолжающимися на шельфе аномалии Верхоянья. Западнее долготы устья р. Яны гравитационное поле более спокойное и сильно ослабленное, а аномалии более изометричные. Это было проинтерпретировано как продолжение в восточной части моря структур Верхоянья. Было отмечено также слабоотрицательное аномальное магнитное поле на западе шельфа и слабopоложительное на востоке. В результате геологической интерпретации были выделены две окраинно-материковые плиты – Лаптевская, с раннепротерозойским складчатым фундаментом и большой мощностью параплатформенного чехла (до 10–12 км) в западной, большей части моря, и Восточно-Арктическая (заходящая частично на восток

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

Лаптевоморского шельфа), с мезозойским складчатом фундаментом и чехлом относительно небольшой мощности, 1–3 км (в грабенах до 3–5 км).

2. В западной части шельфа проведен профиль КМПВ, на котором выделены три преломляющих горизонта с граничными скоростями: верхний – 3,9 км/с, средний – 4,6–5,0 км/с и нижний – 6,0–6,8 км/с. Профилем освещен разрез чехла на глубину 5–7,5 км. Нижний горизонт, судя по сейсмическим скоростям пород в прибрежных скважинах, разделяет терригенную толщу верхнего палеозоя и существенно карбонатные отложения нижнего палеозоя. В скважинах средние пластовые скорости равны в отложениях перми – 3,61 км/с, максимальные – 5,38 км/с; в породах кембрия соответственно – 4,18 и 6,92 км/с; в отложениях венда – 5,44 и 6,33 км/с. Эти данные хорошо согласуются с карбонатным составом низов осадочного чехла, представленного нижним палеозоем, по рассматриваемой гипотезе, но трудно объяснимы для терригенных отложений верхнего мела – кайнозоя этого региона, если встать на точку зрения позднемелового-кайнозойского возраста всего чехла [10].

3. На сейсмическом профиле МОВ ОГТ западнее дельты р. Лена установлено резкое сокращение мощности (иногда вплоть до полного выклинивания) толщи пород между отражающими горизонтами IV и V, III и IV, с 5 до 1 км. По геологической интерпретации эта толща соответствует среднему палеозою. Такое резкое сокращение этой терригенно-карбонатной толщи с пластовыми скоростями 4,5–5,2 км/с, хорошо согласуется с особенностями геологического строения региона моря Лаптевых. Здесь установлены очень большие мощности среднепалеозойских отложений на о-ве Котельный (до 6–8 км) и резко сокращенный разрез этих пород к западу от р. Лены. Это так же, как и в предыдущем случае, трудно объяснимо для терригенного разреза верхнего мела – кайнозоя по альтернативной гипотезе [10].

4. В настоящее время весь шельф моря Лаптевых покрыт сетью региональных профилей МОВ ОГТ. По этим материалам выделяются до 7 отражающих горизонтов на западе и 2–3 – горизонта на востоке. Опорный отражающий горизонт II между нижне- и верхнемеловыми отложениями привязан к позднекеммерийскому складчатому рубежу, он прослежен на всем шельфе. Мощность осадочного чехла на западе до 12–14 км, на востоке 2–3 км (в грабенах до 6 км). Пластовые скорости в разрезе на западе возрастают сверху вниз от 2 до 5–6 км/с, на востоке они равны 2–3,3 км/с. Столь различная характеристика разреза осадочного чехла в пределах Лаптевской и Восточно-Арктической окраинно-материковых плит свидетельствует о различиях в составе отложений, их мощности, возрасте чехла и фундамента. В первом случае предполагается, что чехол верхнепротерозойский-кайнозойский, во втором – верхнемеловой-кайнозойский. Соответственно, и фундамент – на западе – раннепротерозойский, а на востоке – позднекеммерийский.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-05-64060).

Литература

1. Шатский Н.С. О тектонике Арктики // Избр. Труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 426–444.
2. Атласов И.П. и др. Новая тектоническая карта Арктики // ДАН СССР. 1964. Т. 156, № 6. С. 1341–1342.
3. Тектоническая карта Северной Полярной области Земли м-ба 1:5 000 000. / Под ред. Б.Х.Егизарова. 1975.
4. Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР / В.А.Виноградов и др. / Под ред. Ю.Е.Погребницкого. Л.: Недра, 1974. 144 с. (Тр. НИИГА; Т. 121).
5. Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И. Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. 1989. Т. 29, вып. 5. С. 789–795. ХХІХ, вып. 5. С. 789–795.
6. Лазуркин Д.В. История формирования осадочного чехла шельфа моря Лаптевых // Стратиграфия и литология мезозойско–кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Т.11: Тез. докл. М.: ГИН, 1984. С. 145–146.
7. Лазуркин Д.В. Геологическое строение шельфа моря Лаптевых // Твердая кора океана, зоны перехода: Тез. докл. III съезда сов. Океанологов. Л.: Гидрометеониздат, 1987. С. 129–130.
8. Лазуркин Д.В. Структура Лаптевской окраинно-материковой плиты // Геология океанов и морей: Тез. докл. VIII Всесоюзной школы морской геологии. Л.: Севморгео, 1987. С. 58–59.
9. Лазуркин Д.В. Структурная позиция и геологическое строение моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 132–134.
10. Drachev S.S. Laptev Sea: The NAD drill sites // The Nansen ice Breaker. 1994. № 9. p. 1–11.

Д.В.Лазуркин, А.В.Павлов¹

Тектоника и нефтегазоносность Евразийского океанического бассейна

Евразийский бассейн расположен между континентальным обрамлением Евразии и погруженным под воды Северного Ледовитого океана континентальным блоком хребта Ломоносова. Бассейн простирается на 2000 км от Шпицбергенской зоны разломов на северо-западе до Лаптевоморского шельфа на юго-востоке. Главными структурами бассейна являются котловины Нансена и Амундсена и разделяющий их срединно-океанический хребет Гаккеля. Кроме того, вдоль бортов обеих котловин выделяются периокеанические прогибы: Предбаренцево-Карский и Предломоносовский.

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

В Евразийском бассейне проводились только геофизические работы: аэромагнитные, гравиметрические и сейсмические различными организациями СССР [2, 3] и зарубежных стран [4–5, 7]. Аэромагнитными исследованиями в обеих котловинах выявлена симметричная по отношению к оси хребта Гаккеля система полосчатых магнитных аномалий, проиндексированных от нулевой до 24 [1, 7].

В 1990 г. Мурманской Арктической геологоразведочной экспедицией в юго-восточной части Евразийского бассейна, вкрест простирания его главных структур было выполнено четыре параллельных друг другу профиля МОВ ОГТ [3], которые и использованы нами для определения степени катагенеза пород осадочного чехла и для оценки перспектив нефтегазоносности.

Ранее на примере Баренцевоморского (Россия) и Шотландского (Канада) шельфов нами были выявлены определенные закономерности между катагенезом и пластовой скоростью терригенных разрезов [6]. Было установлено, что скорости в 1,5–3,3 км/с соответствуют протокатагенезу, 3,3–5,0 км/с – мезокатагенезу и выше 5,0 км/с – апокатагенезу.

В Предбаренцево-Карском прогибе, располагающемся в пределах континентального склона и прилегающей к нему части котловины Нансена, мощность осадочного чехла, датируемого поздним мелом – кайнозоем, достигает в депоцентре 5,3–8,3 км, уменьшаясь к бровке шельфа до 1,8 км и к середине котловины Нансена до 3,3 км. Самые верхние сейсмокомплексы суммарной мощностью 2,1–3,5 км характеризуются $V_{пл}$, 1,8–2,8 км/с и по этим невысоким скоростям должны находиться в зоне протокатагенеза ПК(Б). Нижние комплексы, общей толщиной от 1 до 4,8 км и с $V_{пл}$ от 3,1 до 4,0 км/с, должны располагаться в зоне первых трех градаций мезокатагенеза МК_{1,3} (Д–Ж). В наиболее глубоких участках прогиба зона МК может быть представлена полностью и вероятно даже присутствие зоны апокатагенеза АК(Т).

В котловине Нансена мощность чехла до 2,5–5 км. Верхняя его часть (1,8–2,5 км) с $V_{пл}$ не выше 1,9–2,9 км/с должна быть отнесена к зоне ПК(Б), а нижняя (1,2–2,5 км) с $V_{пл}$ 3,5–3,8 км/с – МК_{1,2} (Д–Г).

На продолжении хребта Гаккеля, полностью перекрытым здесь со стороны Лаптевоморского шельфа осадками, мощность чехла составляет 1,8–3 км и по $V_{пл}$, не превышающей 3,1 км/с, осадки находятся в зоне ПК(Б). В рифтовой долине мощность осадочного чехла увеличивается до 4,6–6,2 км. До глубины 2,4–2,8 км, судя по $V_{пл}$, не более 1,9–2,8 км, осадки находятся в зоне ПК(Б), остальная часть разреза (0,5–3,4 км, $V_{пл}$ до 3,8–4,1 км/с) преобразована до МК(Д–ОС).

В котловине Амундсена мощность осадочного чехла варьирует от 0,8 до 5,6 км. Верхняя его часть, толщиной 2,1–3 км с $V_{пл}$ 1,9–3,2 км/с, должна располагаться в зоне ПК(Б), а нижняя (1,3–2,6 км, $V_{пл}$ 3,2–3,6 км/с) – в МК_{1,2} (Д–Г).

В Предломоносовском прогибе мощность осадочного чехла достигает 8–9 км. Верхи его, мощностью 2,4–3 км с $V_{пл}$ 1,8–3 км/с, соответствуют

градации ПК(Б), а низы разреза с $V_{пл.}$ 3,8–4,5 км/с при учете значительной мощности (5–6,6 км) – зоне МК(Д–ОС) и, возможно, АК(Т).

По приведенным данным, наиболее перспективны на углеводороды оба периокеанические прогиба, которые характеризуются значительной мощностью осадочного чехла и достаточно высокой катагенетической преобразованностью пород. Кроме того, наличие здесь мощной зоны протокатагенеза свидетельствует о хорошей закрытости недр. В котловинах Нансена и Амундсена породы осадочного чехла находятся в основном в зоне протокатагенеза и потому перспективы их на нефть и газ более ограниченные.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-05-64060).

Литература

1. Карасик А.М. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна // Геотектоника. 1971, №2. С. 3–18.
2. Киселев Ю.Г. Глубинная геология Арктического бассейна. М.: Недра, 1986. 223 с.
3. Секретов С.Б. Тектоника Евразийского бассейна в зоне его сочленения с континентальной окраиной моря Лаптевых: Тез. докл. X Междунар. школы морской геологии. 1992. Т. 4. С. 114–115.
4. Jokat W. *et al.* New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian // Basin. Geophys. J. Int. 1995. V. 122. P. 378–392.
5. Jokat W. *et al.* New geophysical results from the south-western Eurasian Basin (Morris Jesup Rise, Gakkel Ridge, Yermak Plateau) and the Fram Strait // Geophysic J. Int. 1995. V. 123. P. 601–610.
6. Lazurkin D.V., Pavlov A.V. Prognosis of cover sediments catagenesis in oil/gas bearing basins from seismic velocities: 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brasil. August 6–17-2000.
7. Vogt *et al.* Detailed aeromagnetic investigations of the Arctic Basin // J. geophys. Res. 1979. V. 84. P. 1071–1089.

Б.В.Левин¹

Об астрономической компоненте тектонической силы

Тектонические движения элементов земной коры и силы, вызывающие эти движения, традиционно связывают с различными глубинными процессами внутри Земли (В.В.Белоусов, Л.П.Зоненшайн, М.И.Кузьмин, Ю.Г.Леонов, В.Е.Хаин). Определенная роль отводится также и влиянию внешних, астрономических факторов, влияние которых на тек-

¹ Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия

тонические и сейсмические процессы отмечалось рядом исследователей [И.Кант, 1756; Ю.Майер, 1893; В.И.Вернадский, 1942; В.Е.Хаин, 1960; П.Н.Кропоткин, 1963; Д.В.Наливкин, 1963].

В настоящей работе поставлена задача оценить вклад в тектонический процесс силы, возникающей в результате Чандлеровского колебания оси вращения Земли. Согласно Ю.Н.Авсюку [1996], Чандлеровское качание полюса является проявлением изменений положения оси вращения Земли, вызываемых вынужденными перемещениями внутреннего ядра. Перемещения внутреннего твердого ядра Земли, совершающиеся в плоскости эклиптики под влиянием приливных сил Луны и Солнца, оцениваются величиной порядка 100 м, а изменения угла наклона оси достигают 0,3 угловых секунды, что соответствует амплитуде отклонений полюса около 10 м. Характерные периоды Чандлеровского качания полюса совпадают с периодами движения системы Земля – Луна – Солнце [Авсюк, Левин, 1999].

В результате решения поставленной задачи о поведении массивного деформируемого вращающегося шара в случае, когда ось вращения шара отклоняется на малый угол под воздействием внешних сил, нами получено аналитическое выражение для силы, возникающей в материале шара. Оказалось, что выявленная сила ориентирована в плоскости, касательной к поверхности шара, т.е. способна вызывать тангенциальные напряжения в поверхностном слое шара. В случае рассмотрения Земли как деформируемого шара указанную силу можно представить в качестве астрономической компоненты тектонической силы, ориентированной в плоскости блоков земной коры.

Показано, что главная часть этой силы (Z-составляющая) является знакопеременной величиной, зависящей от расстояния между выбранной точкой и осью вращения, величины угла поворота оси вращения, угловой скорости вращения тела, а также от коэффициента жесткости связей в деформируемом теле. Расчет по полученной формуле величины модуля силы на экваторе для условий Чандлеровского качания оси вращения дает значение 16 мкГал, что сопоставимо с величиной приливных сил Луны и Солнца.

Согласно нашим оценкам, величина интегральной энергии, сообщаемой действием указанной силы массе земной коры толщиной 40 км в течение 1 года, достигает примерно 10^{14} Дж. Поскольку средняя величина интегральной сейсмической энергии, выделяемой ежегодно на Земле, составляет примерно 10^{15} – 10^{16} Дж, следует признать вклад астрономической компоненты тектонической силы заслуживающим внимания при анализе баланса сил в изучаемых геолого-геофизических процессах.

Обстановки и время формирования массивов ультрамафит–мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье)

Ультрамафит–мафитовые комплексы, входящие в состав аккреционных комплексов и представленные зональными и стратиформными дунит–клинопироксенит–габбровыми, клинопироксенит–габбро–диоритовыми массивами и интрузиями среднего и кислого состава, известны в различных регионах мира (например, Урал, Камчатка, Корякия, Аляска, Британская Колумбия, Венесуэлла), однако геодинамика их формирования весьма дискуссионна. Нами была предпринята попытка разработать модель магматической и постмагматической эволюции массивов ультрамафит–мафитового комплекса Олюторской зоны Корякского нагорья, которая не противоречила бы имеющимся геологическим данным по этой аккреционной системе.

Расслоенные дунит–клинопироксенит–габбровые массивы (гора Сейнав) известны только в пределах тектонического останца во фронте Ватыно–Вывенского надвига. Массивы состоят из нескольких тектонических пластин гипербазитового, гипербазит–базитового и базитового состава, надвинутых на сантон–кампанские и кампан–маастрихтские кремнисто–вулканогенные отложения океанического/окраинно-морского бассейна и склона островной дуги. Детальные петрогеохимические исследования показали, что массивы данного типа включают: (а) расслоенные серии дунитов–верлитов–клинопироксенитов–габбро, которые представляют собой оливин–шпинелевые, оливин–клинопироксеновые, клинопироксеновые и плагиоклаз–клинопироксеновые кумуляты, кристаллизовавшиеся из основного расплава, близкого по составу к слабо дифференцированным толеитам задуговых бассейнов и б) клинопироксен–амфиболовые и калишпат–содержащие флогопитовые габбро, отвечающие по составу надсубдукционным известково–щелочным и низкотитанистым высококалиевым субщелочным породам. Расслоенные серии и габброиды, слагающие самостоятельные аллохтонные пластины, не связаны процессами фракционирования и кристаллизовались из расплавов, отделявшихся от разных источников.

Зональные дунит–клинопироксенит–габбровые массивы (Эпильчик) приурочены к фронту Ватыно–Вывенского надвига и известны в пределах его северо-восточного окончания. Массивы слагают аллохтонные пластины, надвинутые на альб–кампанские и кампан–маастрихтские вулканогенно–осадочные и вулканогенно–кремнистые отложения окраинного моря и островной дуги (?). Минералогические и петрогео-

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

химические исследования позволили выделить следующие генетически не связанные единицы в составе массива: а) дуниты ядер, которые были интерпретированы как интенсивно переработанные надсубдукционные мантийные перидотиты; б) клинопироксениты и среднезернистые габбро внешних оторочек, представляющие собой оливин–клинопироксеновые, клинопироксеновые и плагиоклаз–клинопироксеновые кумуляты; в) мелкозернистые габбро и габбро–долериты, надвинутые на вмещающие их породы и прорывающие их – продукты кристаллизации толеитового расплава типа N- и T-MORB задуговых бассейнов и островных дуг; г) секущие тела габбро–диоритов, отвечающие надсубдукционным породам известково-щелочного ряда и д) кремнекислые породы даек, близкие по составу к надсубдукционным гранитоидам I- и M-типов.

Клинопироксенит–габбро–диоритовые массивы и интрузии диоритов и гранитоидов распространены в пределах Олюторского хребта преимущественно среди толщ, представленных меловыми – палеогеновыми кремнисто–терригенно–вулканогенными комплексами островодужной природы. Интрузии диоритов и гранодиоритов в ряде случаев являются «сшивающими», т.е. прорывают аллохтонные пластины разного состава. Габброиды собственно клинопироксенит–габбро–диоритовых массивов – типичные известково-щелочные, высококальциевые известково-щелочные и субщелочные (подобные низкотитанистым шошониатам) породы, имеющие типично надсубдукционные характеристики. Интрузивные диориты и гранитоиды по составу отвечают надсубдукционным гранитоидам I- и M-типов.

Таким образом, массивы ультрамафит–мафитового комплекса Олюторской зоны являются сложностроенными гетерогенными образованиями и включают комплексы различной геохимической принадлежности и генезиса.

Основные этапы геодинамической эволюции массивов ультрамафит–мафитового комплекса. Позднемезозойская – кайнозойская история развития Олюторского региона определяется эволюцией системы: континентальная (Палео-Азиатская) окраина – задуговой (Ватынский) бассейн – островная (Олюторская) дуга, которая существовала, по крайней мере, в кампан–маастрихтское время, и последующим столкновением Олюторской островной дуги с Палео–Азиатской континентальной окраиной, видимо, в эоцене или же в миоцене. Сопоставление пород различных геохимических серий с эталонными сериями и массивами из других регионов мира показало, что в составе ультрамафит–мафитового комплекса совмещены образования океанического и/или окраинно-морского бассейна и различных стадий развития островной дуги или островных дуг. К первым нами были отнесены расслоенные серии дунитов–верлитов–клинопироксенитов–габбро массивов Сейнав и Гальмознан и мелкозернистые габбро и габбро–долериты, ассоциированные с зональными массивами Эпильчика, ко вторым – остальные описанные выше серии.

Время формирования океанических и/или окраинно-морских ультрамафитов и габброидов Олюторской зоны достоверно не известно, хотя из амфиболового габбро массива Гальмознан была получена датировка $264,3 \pm 34,3$ млн лет. Становление расслоенных серий массивов Сейнав и Гальмознан, которые интродуцированы островодужными габброидами (83–69 млн лет [1–2]), видимо, завершилось в домаастрихтское время. Известно также, что окраинно-морские габбро-долериты и мелкозернистые габбро прорывают вулканогенно-кремнистые окраинно-морские отложения кампана-маастрихта. Принимая во внимание, что расслоенные серии надвинуты на окраинно-морские отложения сантона-маастрихта и поздне меловые образования склона островной дуги, можно сделать вывод, что их формирование может быть связано с эволюцией Ватынского океана и, позднее, Ватынского задугового бассейна.

Верхний предел времени формирования ультрамафитов зональных массивов, представляющих собой образования корней островной дуги, определяется возрастом рвущих их габбро-диоритов, остывание которых, по результатам трекового датирования апатита, произошло в палеоцене ($57,2 \pm 5,5$ млн лет – трековые датировки апатита, 48–45 млн лет – К/Аг по минеральным фракциям жильных пород [5]). Формирование типично островодужных габброидов Олюторской зоны, согласно имеющимся данным К/Аг датирования (83–69 млн лет, [1–2]), могло происходить в кампан-маастрихтское время. Верхний предел образования пород данного комплекса ограничивается маастрихтом-палеоценом, о чем свидетельствуют результаты трекового датирования апатитов и цирконов ($62,9 \pm 5,8$ и $74,0 \pm 6,5$ – циркон клинопироксен-амфиболовых габбро из аллохтонных пластин массива Гальмознан, $69,3 \pm 10,3$ – апатит флогопитового габбро массива Сейнав). К/Аг возраст габброидов хорошо коррелируется с возрастными островодужных вулканогенно-терригенных толщ, которые датированы по радиоляриям как кампан-маастрихт и маастрихт-палеоцен, и вулканогенных отложений, датированных как $69 \pm 2,4$ млн лет Олюторского хребта, т.е. формирование рассматриваемых габброидов может быть связано с Олюторской островной дугой.

Трековые датировки по апатитам и цирконам, указывающие на выведение рассматриваемых габброидов на близповерхностный уровень, согласуются с данными по возрастам океанических олистостром.

Внедрение диоритов и гранитоидов происходило в эоцене, на что указывают результаты К/Аг датирования (48–45 млн лет – габбро-диориты массива Эпильчик [5]; 50–44 млн лет – диориты и гранодиориты массива Мачевна [1–2]). Временя их внедрения совпадает со временем коллизии Олюторской островной дуги с Палео-Азиатской континентальной окраиной, со временем формирования олистостромового комплекса во фронте Ватыно-Вывенского надвига (55–44 млн лет [4]), а также со временем проявления магматической активности в Говено-Карагинской островной дуге.

Наиболее молодые трековые датировки апатитов из диоритов ($23,5 \pm 3,7$ млн лет, $24,2 \pm 3,7$ и $14,3 \pm 1,8$ млн лет [3]) близки к датировкам вторично перегретых апатитов из песчаников Укэлятского флиша ($30-16$ млн лет [4]) и, видимо, отражают термальные эффекты, связанные с пост-коллизией историей и формированием современного рельефа. Таким образом, формирование массивов ультрамафит–мафитового комплекса Олюторского региона происходило поэтапно и отражает мелую–кайнозойскую историю развития Беринговоморского региона.

Литература

1. Алексеев Э.С. // Геотектоника. 1987. № 4. С. 102–114.
2. Алексеев Э.С. // Геотектоника. 1982. № 4. С. 87–98.
3. Кеpezжинскas П.К., Савичев А.Т. // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 12–26.
4. Garver J.I., Bullen M.E., Brandon M.T., Soloviev A.V. // GSA Abstracts. 1998. V. 30, No. 7. P. A–296.
5. Kerezhinskas P.K., Reuber I., Tanaka, H., Miyashita S. // Mineralogy and Petrology. 1993. V. 49. P. 147–174.

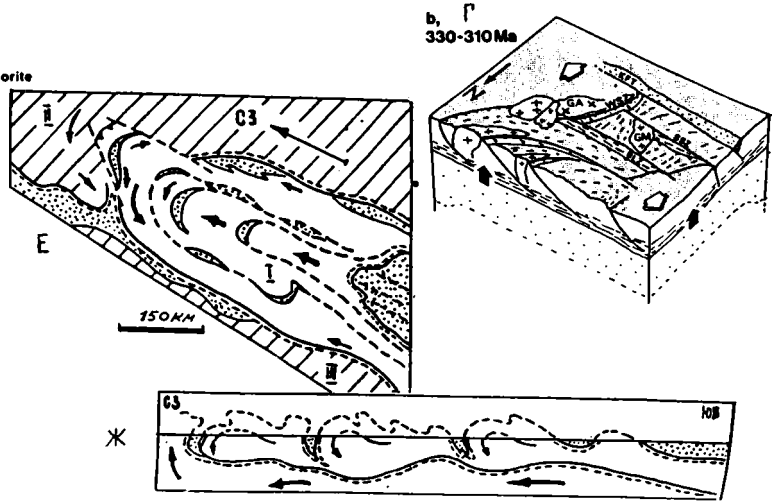
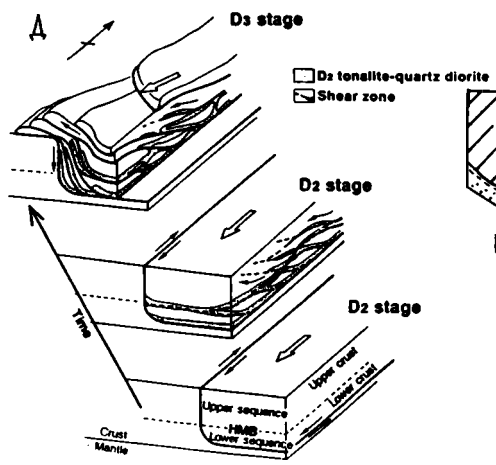
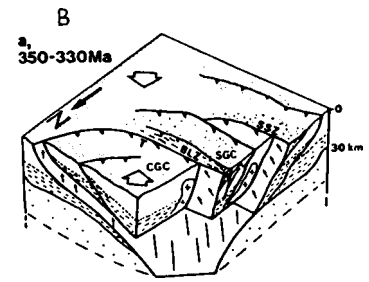
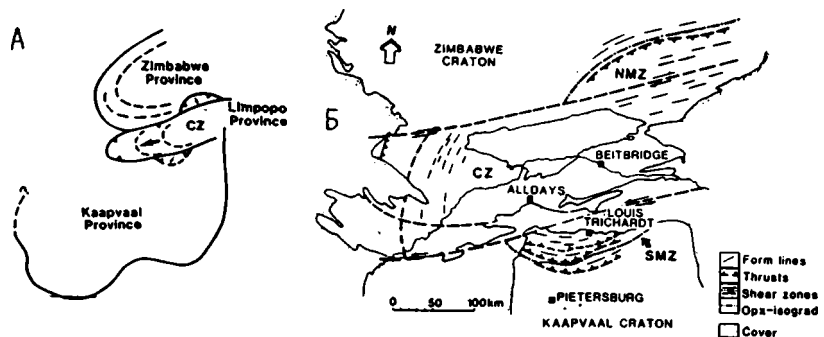
М.Г.Леонов¹

Горизонтальные протрузии кристаллических комплексов в структуре корового слоя платформ и подвижных поясов

Кристаллические породы фундамента континентальных плит и подвижных поясов обладают объемной подвижностью, связанной с реидной (от «рео» – течь) деформацией, которая сопровождается направленным перемещением материала в пространстве и приводит к тектонической расслоенности внутриплитной литосферы [3, 4, 6]. Одним из следствий этого феномена является возникновение диапиров и кристаллических протрузий, т.е. структур с вертикальной компонентой перемещения горных масс. Их формирование происходит в условиях тектонической компрессии, плотностной и, главным образом вязкостной инверсии и невозможно без компенсирующих латеральных токов вещества [3, 6].

В последние годы появились данные о таких латеральных тектонических потоках, которые нашли отражение в существовании «горизонтальных протрузий» («структур латерального выжимания», «тектонических эскейпов», «образов вклинивания» и пр.). «Вмороженные» в структуру коры, горизонтальные тектонические потоки отражены в трещинно-разломной тектонике чехольных комплексов [2]. Анализ материалов по тектонике консолидированной коры [1–3, 4, 6–9] и специальные ис-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия





Горизонтальные протрузии кристаллического фундамента платформ и подвижных поясов

А, Б – пояс Лимпопо (Южная Африка) (по: [8]); В, Г – Южный Шварцвальд (Германия) (по: [7]); Д – метаморфический пояс Хидака (Япония) (по: [9]); Е, Ж – Карельский массив (Балтийский щит)

следования позволили выявить субгоризонтальные «структуры–потоки» и в кристаллическом цоколе ряда геоструктур.

Рассмотрим некоторые региональные примеры.

(1) *Сугутский массив (Южный Тянь-Шань)*. Массив (5×30 км) образует ядро Восточно-Алайской сигмоиды, сложен метаморфическими породами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и формирует сложную синформу с субвертикальными бортами. Структурный рисунок, тип, ориентировка и замеры величин деформации, особенности проявления метаморфизма, взаимоотношение массива с окружающими образованиями – все эти признаки позволяют трактовать массив как массу пород, обладающую внутренней подвижностью и выдавленную в центральную часть Восточно-Алайской сигмоиды. Латеральное нагнетание кристаллических масс есть результат общего сжатия и компенсационного продольного течения. Оформление структуры произошло в конце палеозоя и продолжается на новейшем этапе. Формирование протрузии связано с верхнекоровым структурным уровнем.

(2) *Карельский массив (Балтийский щит)*. Это крупный (500×1000 км) тектонический элемент (рисунок, Е, Ж), сложенный архейскими гранито-гнейсами и гранит-зеленокаменными породами и нижнепротерозойским вулканогенно-осадочным чехлом. Структура массива резко отлична от соседних – Беломорской и Свекофеннской – геомасс. Она свидетельствует о перманентном (от раннего протерозоя до наших дней) латеральном объемном течении со сдвигово-надвиговой кинематикой при чередовании режимов транспрессии и транстенсии, что фиксируется наличием характерных структурных парагенезов и соответствующих им кинематических обстановок. Движение осуществляется на уровне верхне- и нижнекорового слоев; по косвенным данным можно предполагать участие в горизонтальном течении и астеносферной мантии.

(3) *Пояс Лимпопо (Южная Африка)*. Пояс представляет собой [8] вытянутую в ЮЮЗ–ССВ направлении структуру размером 130×450 км (см. рисунок, А, Б), разделяющую Зимбабвийский и Каапваальский кратоны. Пояс сложен высокометаморфизованными породами архея, которые перекрыты протерозойским протоплатформенным чехлом, и имеет подковообразный внутренний структурный рисунок. Он обрамлен зонами вязко-пластического течения и гранулитового метаморфизма. Структура массива, характер его ограничений, особенности проявления метаморфизма показывают, что массив – это гигантская кристаллическая протрузия, внедрившаяся между двумя кратонизированными массивами.

Формирование его структурного плана растянуто от 2,6–2,7 до 2,65–2,46 Ga с ремобилизацией на отметке 2,0 Ga. Движение осуществляется в пределах всей коры и, по-видимому, подкоровой астеносферы.

(4) *Другие примеры.* Структуры, отражающие латеральные потоки горных масс, известны и в других регионах мира (см. рисунок): массив Шварцвальд в Европе, пояс Хидака в Японии, Вредефортский купол в Южной Африке и др.; они установлены по геофизическим данным в Кольско-Мезенском регионе и в Тимано-Печерской провинции [1], в некоторых других регионах.

Изученные примеры позволяют наметить характерные черты внутренней структуры таких протрузий и особенности проявления тектоно-деформационного процесса.

(А) Наличие специфического структурного парагенеза, отражающего поступательное движение масс и *их объемное сдвиговое течение*. В парагенез входят: зоны сплющивания и нагнетания (squeezing zones); линейные зоны осепродольного течения (flower structure zones); зоны субгоризонтального течения и срывов (detachment fault или zones); зоны диссипативного сдвигового течения (dissipate strike-slip zones); зоны относительной декомпрессии и оттока горных масс (distention или asylum zones). Первые три категории – это зоны концентрированных деформаций (high-strain shear zones), которые определяют внутреннюю делимость корового слоя. Также характерны: общая синформная чешуйчатопокровная структура и конформный подковообразный изгиб структурных линий в плане; наличие поперечных складок коробления; развитые по всему объему структуры пластического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой; наличие колчановидных складок.

(Б) Наличие краевых зон вязкопластического сдвига, трансформированных в краевые надвиги и покровы.

(В) Высокоградиентный метаморфизм в зонах концентрированных деформаций (особенно в краевых зонах) и наличие в ряде случаев поясов гранулитового метаморфизма.

(Г) Тектонически обусловленные субгоризонтальные внедрения магматического материала, приводящие к структурно-реологическому расслоению движущихся масс.

(Д) Отсутствие резко выраженных морфоструктур рельефа.

Анализ литературных данных и специально проведенных исследований показывает: формирование горизонтальных кристаллических протрузий – это фундаментальное и широко распространенное явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодинамики фундамента платформ и метаморфических поясов. *Своим существованием они отражают реальную (зафиксированную в структуре) внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях корового слоя континентов.* Их формирование связано с возникновением реологически ослабленных объемов с пониженной вязкостью. Под-

вижность может возникать в режимах «холодной» деформации, относительного прогресса, проявления метаморфизма и твердопластического течения, субсолидусного состояния горных масс, их частичного подплавления и определяется степенью связности пород. Последнее обстоятельство играет решающую роль.

Наши исследования показали, что потеря связности обеспечивается различными механизмами структурно-вещественной переработки горных пород: пластической, хрупкопластической и хрупкой деформацией, катаклазом, динамической рекристаллизацией, деформацией гранулированных сред, меланжированием. В процессе метаморфизма задействованы обычно первые четыре группы механизмов, в результате чего в метаморфизируемых (и в метаморфических) породах резко ослаблены меж- и внутризерновые связи и легко возникают директивные структуры (кливаж, сланцеватость, линейность, плейчатость и пр.), облегчающие относительные, а в конечном итоге, и абсолютные перемещения горных масс, и именно поэтому в протрузивном процессе столь широко участвуют метаморфические комплексы. Система «деформируемая среда горных пород – включенное в нее менее вязкое тело» не является равновесной [6]. В более текучем теле возникает избыточное давление, действие которого направлено на прорыв среды, так как деформация менее вязкого тела опережает деформацию более вязкой среды и имеют большую величину.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-65366).

Литература

1. *Костюченко С.Л.* Глубинные тектонические дислокации и их роль в формировании земной коры севера Евразийского материка. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. Наук. М.: 1997. 57 с.
2. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизонном поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.
3. *Леонов М.Г.* Постумная рейдная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
4. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 24–41.
5. *Морозов Ю.А., Гептнер Т.М.* Сопоставление природных и экспериментально воспроизводимых структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и трансенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ, 1997. С. 219–258.
6. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: НАН Украины, 1995. 159 с.
7. *Echtler H., Chauvet A.* Carboniferous convergence and subsequent crustal extension in the southern Schwarzwald (SW Germany) // Geodin. Acta. 1991–1992. V. 5. № 1–2. P. 37–49.
8. *McCourt S., Wilson J.F.* Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa // Geol. Dept. & University West. Austral., 1992. Publ. 22. P. 237–245.

Ю.Г.Леонов¹

Рифт и рифтогенез: о некоторых дискуссионных вопросах

Понимание строения рифтовых структур и процессов рифтогенеза постоянно углубляется. Соответственно, время от времени возникает необходимость уточнения и пересмотра привычных взглядов. Обсуждение некоторых из них предлагается в данной работе. Оно опирается на анализ литературы, привести ссылки на которую здесь не представляется возможным.

Сдвиговые смещения в рифтовых зонах. Изначально рифты рассматривались как структуры растяжения, образованные сбросами. В какой-то мере такое мнение сохраняется, во всяком случае в широком обиходе, и сейчас. Вместе с тем, практически во всех континентальных рифтах, древних и современных, установлены сдвиговые смещения, а в современных рифтах, например, в Байкальском, присутствует сдвиговая составляющая современного поля напряжений. Широко распространенной структурной формой в рифтовых поясах, кроме грабенов, являются впадины пулл-апарт. Именно со сдвиговых деформаций и структур пулл-апарт начиналось образование многих рифтов. Из сказанного следует, что рифтовые пояса, помимо растяжения, являются зонами концентрации сдвиговой деформации; многие из них с полным основанием рассматриваются как разделяющие плиты трансформные (разлом Мертвого моря, или Левантский) или внутриплитные сдвиговые (англ. *transcurrent*) зоны.

Рифт в системе других структур. Рифтогенез занимает определенное место в системе геодинамически близких ему процессов и структур. Можно говорить о двух рядах, различающихся по конечному результату. Крайними (начальными) членами, обоих рядов являются небольшие грабены и впадины пулл-апарт, которых мы в дальнейшем касаться не будем. Это еще не рифт; они образуются в чехле или верхних горизонтах фундамента и во всяком случае не нарушают всю толщу коры (к ним, например, относятся мезозойские грабены Русской плиты, которые принято рассматривать как проявление рифтогенеза). Не требует специальных комментариев также случай, когда процесс на стадии континентального рифта останавливается; в англоязычной литературе для него

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

используются термины failed (неудавшийся) или aborted (прерванный) рифт.

Ряд 1: континентальный рифт – области экстремального растяжения (англ. HET – Highly Extended Terranes); последние состоят из генетически связанных друг с другом метаморфических ядер и впадин (осадочных бассейнов) со срывом в основании. Характерная особенность этого ряда – отсутствие разрыва континентальной коры вне зависимости от масштабов растяжения.

Ряд 2: континентальный рифт – океанический рифт. Характерная особенность ряда – разрыв континентальной коры, приводящий к переходу континентального рифта в океанический и к возможному возникновению спрединга.

На уровне сегодняшних знаний трудно решить, обладают ли рифты изначальными особенностями, предопределяющими их эволюцию по сценарию первого или второго ряда. Величина растяжения роли не играет, о чем свидетельствует ситуация в области экстремального растяжения Провинции Бассейнов и Хребтов, США, где при растяжении 200 км сохранилась континентальная кора. Решающим фактором служат, по видимому, свойства коры: разрушения коры не происходит, если в ней (главным образом в нижней коре) может осуществляться течение вещества, компенсирующее растяжение. Действительно, для молодых областей экстремального растяжения характерна толстая разогретая и, очевидно, пластичная в глубоких горизонтах кора.

Предрифтовый режим. Под этим названием описываются предшествующие рифтогенезу явления, в которых иногда видят его неотъемлемую стадию. Однако главный аргумент – последовательность во времени – нельзя признать достаточным; бывает «предрифтовый» режим без последующего рифта и рифт без «предрифтового» режима. Предрифтовые явления, очевидно, не имеют генетической связи с рифтогенезом, но они могут подготавливать условия для его реализации: вызывать образование в коре ослабленных зон, благоприятных для локализации рифта. Предрифтовые явления могут, таким образом, служить фактором, влияющим на местоположение рифта, если в данном объеме коры возникнут необходимые для формирования рифта напряжения.

Пассивный и активный рифтогенез. Одна из ключевых проблем – выбор между моделями пассивного и активного рифтогенеза. Она давно обсуждается, но точка в дискуссии не поставлена. Напомним, что за первопричину образования рифта принимаются: в активной модели – подъем астенолита и, как следствие, утонение коры, возникновение локальных растягивающих усилий и раскол коры с образованием рифтовых впадин; в пассивной модели – напряжения в коре (внешние по отношению к району рифта), ведущие к образованию трещины (рифта) и формированию астенолита.

Не претендуя на решение проблемы (что потребовало бы анализа также других сторон и других методов исследования проблемы), полез-

но акцентировать внимание на некоторых свойствах рифтов, которые легко находят объяснение в модели пассивного рифтогенеза и плохо согласуются с активной моделью (хотя нельзя исключить и того, что при определенных условиях процесс может идти по сценарию и одной и другой модели).

(а). Повторное, через большие промежутки времени, возникновение рифтов на одном месте («телескопированные» рифты большинства древних платформ). Объясняя это явление в рамках активной модели, пришлось бы допустить исключительный (в интервалах до нескольких сотен миллионов лет) консерватизм в размещении астенолитов. Естественнее говорить о зонах нарушений в коре, которое ремобилизуется при повторном приложении сил (согласно пассивной модели).

(б). Отсутствие устойчивой связи с рифтогенезом «предрифтового» магматизма, который в случае существования такой связи можно было бы интерпретировать как признак астенолита, инициирующего рифтогенез.

(в). Практически всегда присутствующая в рифтовых зонах сдвиговая составляющая деформации и обстановка транспрессии, в том числе, – характерная для начальных стадий образования рифта, что плохо вяжется с активной моделью, отводящей астенолиту главную роль в формировании напряжений.

(г). Синхронность рифтообразования на удаленных территориях, вплоть до существования глобальных импульсов и эпох.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №99-05-65366).

Ю.Г. Леонов, А.С. Перфильев¹

Тектоническая природа границы Мохоровичича

Поверхность Мохоровичича (граница *M*) – одна из немногих глубинных границ в литосфере, которая доступна для изучения разными методами. Граница Мохоровичича, которая прослеживается между корой и мантией, была введена как понятие чисто геофизическое. Первоначально она определялась по рефрагированным сейсмическим волнам и фиксировалась по высокоградиентному увеличению скоростей продольных волн до 8,2 км/с. Методы отраженных волн (МОВ–ОГТ, ШГСП) показали, что в кровле геофизической верхней мантии выделяется пакет интенсивных протяженных субгоризонтальных рефлекторов. Граница, установленная по отраженным волнам, часто совпадает с высокоградиентной скоростной границей, но имеется и достаточное количество случаев их несовпадения. Эта граница прослеживается почти непрерывно под

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

океанами и континентами, представляя собой наиболее четкую геофизическую границу литосферы.

В океанах, на участках с нормальной корой, обычно фиксируется хорошее совпадение границ, полученных обоими методами. Однако в зонах крупных трансформных разломов такого совпадения нет. Независимо от трактовок этого феномена пакет отражающих площадок располагается выше границы *M*, устанавливаемой по устойчивой граничной скорости 8,2 км/с.

Практически во всех случаях, где фиксируется сейсмическая граница *M*, она представлена пакетом хорошо выраженных протяженных субгоризонтальных рефлекторов. Мощность такого пакета колеблется от первых сотен метров до нескольких километров.

Для понимания генетической природы раздела *M* большое значение имеет инфраструктура коры, расположенной выше этой границы. Установлены многочисленные наклонные рефлекторы внутри корового разреза. Эти рефлекторы концентрируются в четко локализованные узкие наклонные зоны, мощность которых не превышает первых километров. Угол наклона этих зон не превышает 30°. По направлению вниз они становятся более пологими и обрываются поверхностью *M*, или сливаются с ней. Ниже границы *M* наклонные зоны, как правило, не проходят.

В древней океанической коре (офиолитовые ассоциации), между дунит-гарцбургитовой (предполагаемая мантия) и габбровой (океаническая кора) частями разреза выделяется «полосчатый комплекс», представляющий собой переслаивание дунитов, пироксенитов и габброидов, отождествляемых с поверхностью *M*. Внутри него фиксируются сжатые линейные складки типа складок волочения. В лерцолитах и гарцбургитах, расположенных ниже, линейность и полосчатость ориентированы почти перпендикулярно к границе *M*. Вблизи этой границы, линейность и полосчатость образуют сложный изгиб с шарниром, близко параллельным границе *M*. Структуры в мантийном субстрате, в целом, резко дискордантны этой границе. Только в непосредственной близости к ней структуры приобретают близкое залегание. По ряду признаков в современной океанической коре предполагается проскальзывание коры относительно мантии. Складки волочения в древней океанической литосфере не противоречат таким предположениям.

Континентальная литосфера геофизически и особенно сейсмически изучена несравнимо лучше океанической. Граница *M* имеет разные характеристики по разным группам волн на профилях ГСЗ и ОГТ – двух главных сейсмических методов, с помощью которых она идентифицируется. По данным ГСЗ, эта граница выделяется как переходный слой мощностью в несколько километров, с перепадом скорости сейсмических волн V_p от 6,8–7,2 до 7,8–8,2 км/с. По данным методов ОГТ, на этом уровне могут быть либо отдельные рефлекторы или пакеты рефлекторов, либо он отвечает подошве отражающей нижней коры, либо вообще может не выявляться в отраженных волнах. Иными словами, по-

ложение границы M , определенное по скоростным параметрам, не всегда совпадает с отражающей границей и имеются случаи, когда эта граница фиксируется по перепаду скоростей, но не заметна в поле отраженных волн. В этом отношении намечается определенная аналогия с океанической литосферой, где также отмечается такое несовпадение для определенных структур.

Накопленный к настоящему времени эмпирический материал показывает, что комбинированный подход (совпадение рефлекторов и зоны перепада скоростей) не состоятелен, так как попытки совместить эти два критерия приводят к неопределенности. Чтобы избежать указанного противоречия, необходимо пользоваться одним критерием для определения границы M . С нашей точки зрения, зоной M может служить повсеместно присутствующая граница изменения скорости вне зависимости от того, маркируется она дополнительно отражающими горизонтами или нет. Эта граница отвечает резкому изменению свойств или состояния вещества и представляет собой петрологическую, в широком смысле, или физическую (но не структурно-тектоническую) границу. На тех участках, где граница M проявлена как в преломленных, так и в отраженных волнах, эта граница, вероятнее, всего имеет тектоническую природу и представляет собой зону латерального течения материала и/или срыва в субгоризонтальной плоскости. Почти плоская в большинстве случаев форма поверхности M также согласуется с представлением о ее формировании в условиях течения материала в низах коры.

В нижней части континентальной коры выделяется так называемая нижняя кора, для которой характерны интенсивные и протяженные рефлекторы ("отражающая" кора). Вероятнее всего, «отражающая» кора представляет собой зону тектонического течения вещества (глубинного покровообразования), которое иногда сопровождается внедрением пластовых тел мафического состава. Разрывные нарушения более высоких горизонтов континентальной коры по мере приближения к нижней коре выполняются и сливаются с субгоризонтальными рефлекторами «отражающей» коры. С этой точки зрения, нижняя кора континентов выполняет роль раздела M океанической коры. Нижняя кора распространена не повсеместно. В тех случаях, когда она отсутствует, коровые наклонные разрывы также выполняются вниз по разрезу и сливаются с поверхностью M , не продолжаясь ниже ее. С точки зрения ряда авторов, некоторые особенности современного поля напряжений можно объяснить, допустив проскальзывание коры относительно мантии.

Анализ строения зоны раздела M в современных и древних океанах и на континентах показал, что поверхность Мохоровичича представляет собой зону раздела структур коры и мантии, дискордантных по отношению друг к другу. Коровые разломы по направлению к зоне M выполняются и сливаются с ней или прерываются этой зоной. В континентальной литосфере эту же роль выполняет не только сама граница M , но и расслоенная нижняя кора в целом. Зона Мохо представляет собой глу-

бинный срыв – детскиймент, а коровые разломы, по крайней мере некоторая их часть, – структуры оперения этого срыва. Однако такое проскальзывание не означает перемещение всей коровой оболочки как единого целого. Имеются некоторые структуры или зоны, где поверхность *М* лишена тектонического расслоения и фиксируется только по резкому увеличению граничных скоростей (изменение состава или фазового состояния вещества).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№99-05-65366, 97-05-64588).

Е.Ф.Летникова, С.И.Школьник¹

Осадочные серии северного сегмента Палеоазиатского океана и их роль в террейновом анализе

На современном уровне геологических исследований крупномасштабное тектоническое районирование и палеогеодинамические реконструкции, проводимые в пределах орогенных поясов, сопровождаются выделением террейнов и изучением их геодинамических режимов. Специфика орогенных поясов заключается в том, что в их структуре в непосредственное соприкосновение приведены террейны, имеющие разный возраст и геологическую историю. Осадочные комплексы характерны для большинства типов террейнов, в частности, – для кратонных, океанических, миогеосинклинальных, островодужных, флишевых и рифтовых террейнов, а также для террейнов континентальных окраин и аккреционного клина.

Осадочные комплексы имеют широкое распространение в пределах складчатой области, обрамляющей с юга Сибирский кратон. Данный регион представляет собой северную окраину Палеоазиатского океана рифей-нижнепалеозойского возраста. В настоящее время для осадочных отложений Восточного Саяна, Прибайкалья, Джидинской зоны и Витимского плоскогорья, которые являются составными частями этого палеоокеана, по-прежнему актуальным остается вопрос о времени их формирования и принадлежности изученных комплексов к определенным террейнам.

Террейновый анализ на территории изучаемого региона впервые был проведен В.Г.Беличенко, Е.В.Скляровым, Н.Л.Добрецовым и др. [1] в ходе составления геодинамической карты северного сегмента Палеоазиатского океана. Однако, в связи с тем, что осадочные отложения остались за рамками исследований, геодинамические реконструкции на зна-

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

чительных площадях выделенных террейнов имели фрагментарный характер.

Своеобразное положение осадочных отложений в террейновом анализе обусловлено следующими факторами.

1. Осадочные отложения присутствуют в строении большинства типов террейнов, при этом каждому типу террейнов соответствует собственный осадочный комплекс. Таким образом, только четкая и корректная реконструкция геодинамической специфики осадочных отложений позволит надежно установить принадлежность того или иного осадочного комплекса к конкретному строго определенному типу террейнов.

2. Осадочные комплексы имеют индикаторное значение для расшифровки особенностей внутреннего строения террейнов, в частности – для выделения в его структуре более мелких единиц – субтеррейнов.

3. Осадочные отложения выполняют индикаторную функцию перекрывающих образований в пределах составных террейнов и супертеррейнов. Данные осадочные комплексы формируются после аккреции или амальгамации отдельных террейнов в единые структуры. Возраст стратифицированных отложений, перекрывающих подобные аккретированные террейны, фиксирует временной интервал их сочленения. Возраст осадочных комплексов, перекрывающих террейны орогенных поясов и окраину кратона, позволяют определить максимальный предел возраста присоединения террейнов складчатой зоны к краю кратона.

Таким образом, осадочные комплексы выполняют индикаторную функцию как для расшифровки условий осадконакопления в пределах отдельных террейнов, так и для выявления основных временных рубежей аккреционных процессов, имевших место в исследуемых орогенных областях. Однако недостаточная петролого-геохимическая и изотопно-геохронологическая изученность большинства осадочных комплексов орогенных поясов Забайкалья и Восточного Саяна не позволяет в полной мере использовать их индикаторные качества для целей террейнового анализа.

Решение этой задачи, как и вопроса о принадлежности исследуемых осадочных комплексов к строго определенному типу террейнов, представляется возможным при условии комплексного применения геологических, литологических и петролого-геохимических критериев. К настоящему времени накоплено достаточное количество информации о геологическом строении осадочных комплексов Палеоазиатского океана и о их литологических особенностях. В тоже время, в значительно меньшей степени исследованы петрогеохимические характеристики осадочных толщ. Представляется, что именно количественные характеристики осадочных пород могут явиться тем независимым критерием, который позволит в численном виде отобразить специфические особенности осадочных образований различных геодинамических режимов.

Проведенные петрогеохимические исследования осадочных серий, развитых в складчатом обрамлении Сибирской платформы, позволили

выделить и изучить несколько геодинамических типов обстановок седиментогенеза.

Карбонатные отложения метаморфического комплекса Приольхонья (РЄ?), слюдянской серии Слюдянского метаморфического комплекса (РЄ?) и толтинской свиты (О-S) Тункинских гольцов сформировались в обстановках системы островная дуга–задуговой бассейн. В пространственном размещении перечисленных стратиграфических подразделений на фоне их разобченности наблюдается приуроченность к единой протяженной структуре в складчатом обрамлении Сибирского кратона.

На основании геохимической корреляции карбонатных отложений этих трех стратиграфических подразделений можно сделать вывод о том, что все они являются геохимическими аналогами, т.е. накапливались в сходных физико-химических и геодинамических обстановках седиментогенеза и имели близкие по петрохимическим характеристикам источники сноса.

Полученные результаты, в зависимости от трактовки возраста исследуемых осадочных толщ могут иметь различную интерпретацию:

1) принимая докембрийский возраст метаморфических комплексов Приольхонья и Южного Прибайкалья, следует предполагать, что в докембрии и раннем палеозое условия седиментогенеза были во многом схожи, а пространственная близость рассматриваемых комплексов обусловлена лишь коллизионными процессами;

2) используя новые данные о палеозойском возрасте метаморфических образований Приольхонья и Южного Прибайкалья, можно сделать вывод о субсинхронности формирования всех исследуемых толщ в единой палеотектонической структуре, которая в последующем претерпела зональный региональный метаморфизм.

Другой тип карбонатонакопления в обстановках островных дуг характерен для Джидинского террейна. Осадочные породы данной структуры накапливались в мелководных условиях на вершинах океанических островов (гайоты, симаунты). Следует отметить, что данный тип седиментогенеза в северо-восточном сегменте Палеоазиатского океана был выделен впервые.

Геохимическое исследование осадочных комплексов, перекрывающих Тувино-Монгольский микроконтинент, позволило сделать вывод о их принадлежности к отложениям кратонного террейна. При этом было выделено два геохимических типа чехла микроконтинента, соответствующих рифейскому (иркутская свита) и венд-кембрийскому (боксонская серия и ее аналоги) уровням карбонатонакопления. Для обоих типов чехла отмечены близкие фациальные условия накопления, которые соответствовали шельфовым обстановкам. Основные геохимические различия двух типов карбонатного чехла выявляются при изучении петрохимических особенностей источников сноса.

Результаты геохимических исследований осадочных серий чехла могут быть использованы в восстановлении этапности палеогеодинамиче-

ских событий в истории становления Тувино-Монгольского микроконтинента. В рифее на изолированных террейнах, одним из которых являлась Гарганская глыба, накапливались карбонатные отложения первого геохимического типа чехла. В конце рифея произошли процессы амальгамации мелких террейнов континентального и островодужного типа, создавшие крупный террейн типа Тувино-Монгольского микроконтинента. Это тектоническое событие сопровождалось формированием многочисленных офиолитовых покровов, которые в значительной мере перекрыли первый карбонатный чехол и выступы фундамента мелких амальгамированных террейнов. В венде при спокойном шельфовом субплатформенном режиме на поверхности аккреционного сооружения началось накопление карбонатных отложений второго уровня чехла микроконтинента, при этом субстрат дна бассейна накопления был существенно офиолитовый. Таким образом, исследованный венд-кем-брийский карбонатный чехол может быть рассмотрен в качестве «перекрывающих отложений», фиксирующих временной интервал образования Тувино-Монгольского микроконтинента.

Приведенные выше результаты петрогеохимических исследований осадочных серий утвердительно свидетельствуют о целесообразности использования этого типа пород, наравне с магматическими и метаморфическими, при палеотектоническом районировании.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 97-05-64276).

Литература

1. Беличенко В.Г., Склярёв Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана: Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, №7–8. С. 29–41.

Л.И.Лобковский, В.Д.Котелкин¹

Геодинамика мантийных плюмов, их взаимодействие с астеносферой и литосферой и поверхностное проявление в рифто- и траппообразовании

В последнее десятилетие в литературе, посвященной проблемам геодинамики и эволюции Земли, а также вопросам региональной тектоники и магматизма все большее значение приобретает анализ так называемых мантийных плюмов – локализованных в пространстве восходящих струй мантийного вещества. Многие исследователи обоснованно считают, что

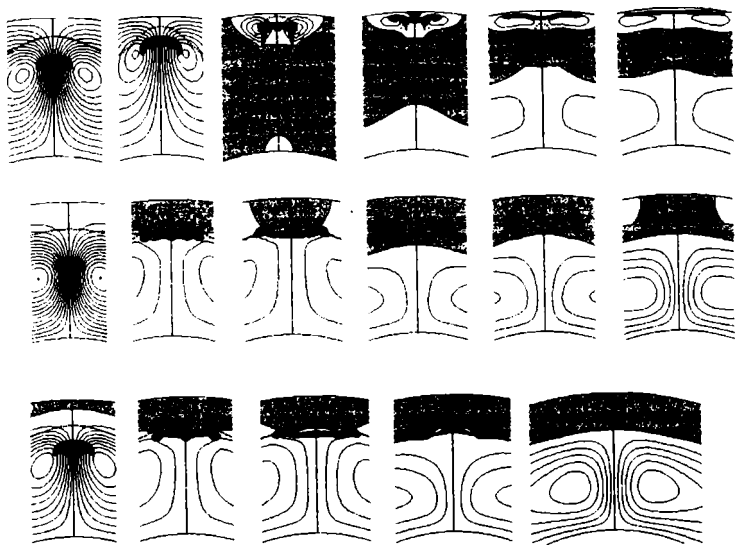
¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

глубинная «плюм-тектоника» в сочетании с поверхностной тектоникой плит означает переход к новой геологической парадигме, отражающей современный уровень знаний в науках о Земле. При этом плюм-тектоника рассматривается в контексте новейших представлений о сложных формах конвекции в мантии, которые удастся моделировать с помощью современных ЭВМ. Важно подчеркнуть, что целый ряд исследователей (В.Е.Хаин, Н.Л.Добрецов, Д.В.Рундквист, А.Ф.Грачев и др.) сходятся в мнении, что мантийные плюмы могут иметь разный масштаб, в частности, разную глубину заложения, и основными уровнями генерации плюмов являются два динамически активных слоя Земли: так называемый слой D, разделяющий нижнюю мантию и поверхность ядра, и слой, расположенный в подошве верхней мантии.

В разрабатываемой авторами [3, 5] численной модели термохимической конвекции, происходящей в двухъярусной мантии (с некоторым различием в химическом составе между верхней и нижней мантией), естественным образом возникают два основных вида мантийных плюмов: 1) нижнемантийные плюмы, зарождающиеся в слое D, где происходит дифференциация мантийного вещества, в результате которой его «тяжелая» компонента «стекает» в ядро, а «легкая» накапливается в подошве мантии, создавая положительную силу плавучести для этих плюмов; 2) верхнемантийные плюмы, которые берут свое начало из переходного слоя между верхней и нижней мантией, генерация которых может быть связана как с термическими, так и с химическими возмущениями в среде, часто обусловленными нижнемантийными плюмами, дошедшими до подошвы верхней мантии.

На рисунке показаны три принципиально различные ситуации в динамическом развитии мантийных плюмов, полученные в результате численного моделирования термохимической мантийной конвекции. В верхней части рисунка показана эволюция нижнемантийного плюма, обладающего подъемной силой химической плавучести, достаточной, чтобы легко преодолеть барьерную границу между верхней и нижней мантией на глубине 670 км. Последняя обусловлена происходящим здесь эндотермическим фазовым переходом «шпинель–перовскит» с отрицательным градиентом температуры в уравнении Клайперона-Клаузиуса. В этом случае нижнемантийный суперплюм непосредственно достигает подошвы литосферы, растекаясь вдоль нее по латерали на большие расстояния (порядка первых тысяч километров) и приводя (в зависимости от условий взаимодействия с литосферой) либо к огромным объемам трапповых излияний (например, Тунгусская платобазальтовая провинция), либо к крупным рифтовым системам (например, Западно-Сибирская или Южно-Карская рифтовые системы) с проявлением в большей или меньшей степени сопутствующего магматизма.

В средней части рисунка представлена иная ситуация, когда нижнемантийный плюм с меньшей подъемной силой плавучести, по сравнению с предыдущим случаем, достигая «барьерной» границы между



Различные сценарии динамики мантийных плюмов, полученные в результате численного моделирования мантийной конвекции

верхней и нижней мантией и будучи не в состоянии с ходу ее преодолеть, сначала растекается вдоль этой границы, а затем все-таки пробивает себе путь наверх сразу в нескольких местах, образуя вторичные плюмы, которые как бы «стартуют» из слоя, расположенного в подошве верхней мантии. В этом случае на поверхности Земли могут возникнуть сразу несколько рифтовых систем или трапповых провинций, разнесенных в пространстве на достаточно большие расстояния. Характерным примером развития такой геодинамической ситуации является девонский рифтогенез, сопровождаемый магматической активностью на Восточно-Европейской платформе.

В результате него образовались Припятско-Днепровско-Донецкая, Кольская, Тимано-Печорская и Вятская рифтовые системы и магматические провинции, удаленные друг от друга на значительные расстояния.

Наконец, в нижней части рисунка показана ситуация, при которой нижнемантийный плюм, достигая подошвы верхней мантии, из-за недостаточной силы плавучести оказывается не в состоянии преодолеть эту границу и вынужден растекаться вдоль нее на большие расстояния, формируя переходный слой мантии с особыми геохимическими свойствами.

Важной и нерешенной проблемой геодинамики плюмов является особенность их поверхностного проявления, которая заключается в необы-

чайно быстром образования крупных трапповых провинций за время менее 1 млн лет. Например, для того, чтобы объяснить образование на границе перми и триаса за такой короткий промежуток времени крупнейшей Тунгусской трапповой провинции в Восточной Сибири, необходимо предположить механизм накопления колоссального объема магматического расплава непосредственно в подошве литосферы на очень большой площади, способного затем практически мгновенно (в геологическом масштабе времени) излиться на поверхность Земли при возникновении системы выводных каналов.

Как показано в работах [4, 1], посвященных анализу гидродинамики и структуры двухфазной, частично расплавленной астеносферы, такой механизм концентрации расплава действительно существует и связан с явлением гидроразрыва скелета астеносферной среды, при котором образуются горизонтальные слои чистого расплава на большой площади. Одним из таких наиболее мощных слоев гидро- или магморазрыва может оказаться подошва литосферы, вблизи которой в результате вертикальной фильтрации магмы из нижележащей двухфазной астеносферы будет накапливаться магматический расплав.

При мощном тепловом воздействии всплывающего и растекающегося мантийного плюма над ним образуется достаточно толстый слой двухфазной, частично расплавленной астеносферы, поровый магматический расплав которой (в силу указанных механизмов вертикальной фильтрации и горизонтального магморазрыва) может быстро сконцентрироваться у подошвы литосферы в виде слоя чистого расплава мощностью несколько километров, распределенного по большой площади. После этого уже готовый громадный резервуар магмы при определенных механических условиях может быть практически мгновенно выведен на поверхность по системе трещин в литосфере в виде трапповых излияний. При этом территория такой трапповой провинции будет устойчиво находится в приподнятом состоянии. В случае частичного излияния расплава из резервуара на поверхность в процессе рифтогенеза оставшийся под литосферой объем магмы при затухании процесса и общем охлаждении среды будет испытывать фазовый переход, образуя тяжелые эклогитовые линзы, которые будут способствовать погружению территории с образованием весьма глубоких осадочных бассейнов [2].

Таким образом, плюм-тектоника позволяет понять формирование различных внутриплитных структур на поверхности Земли, что, в сочетании с горизонтальными реконструкциями тектоники плит, дает наиболее полную картину ее строения и эволюции.

1. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
2. Лобковский Л.И. и др. Механизм погружения земной коры и образования осадочных бассейнов // ДАН. 1993. Т. 330, № 2. С. 256–260.
3. Лобковский Л.И., Котелкин В.Д., Волож Ю.А. Двухъярусная термохимическая конвекция в мантии и ее следствия, касающиеся строения, эволюции и геодинамики Земли // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 374–377 (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
4. Каракин А.В., Лобковский Л.И. Гидродинамика и структура двухфазной астеносферы // ДАН. 1982. Т. 268, № 2. С. 324–329.
5. Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Причины цикличности глобального геодинамического процесса // ДАН 1999. Т. 366, № 3. С. 369–371.

М.Г. Ломизе¹

Изгибы офиолитовых сутур и коллизионное течение горных масс к западу от Аравийского синтаксиса

Прослеживание офиолитовых сутур с учетом их последующего изгиба и смещения позволило по-новому прочесть альпийскую коллизионную структуру Средиземноморского складчатого пояса к западу от Аравийского синтаксиса. Оказалось, что на ранних стадиях коллизии (с конца среднего эоцена до начала позднего миоцена) преобладали пластичные деформации, обусловленные отжиманием и течением коровых масс от индентора на запад, в область задуговых растяжений над Эгейской зоной субдукции.

Мезозойские офиолиты образуют несколько сутур, которые размещаются как по краям, так и внутри складчатого пояса. Краевые сутуры – Внутрипонтийская, Эрзинджан-Малокавказская и Восточно-Таврская – отделяют складчатый пояс от его континентального обрамления. Между ними прослеживаются внутренние сутуры: Измир – Анкара – Эрзинджан, Мерсин – Эрзинджан и Анталья. Судя по широкому распространению офиолитов, а также по неоднородности складчатого пояса, вполне вероятно предположить существование и других, более мелких сутур.

Замыкание участков океана Тетис, представленных мезозойскими офиолитами, началось в позднемиоценовое время (в раннем сенеоне) и завершилось в конце среднего эоцена. Сутурирование протекало в несколько фаз и продвигалось с севера на юг по мере разрастания аккреционного пояса Евразийской окраины. Внутрипонтийская краевая суту-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

ра образовалась к началу коньякского времени, сutura Измир – Анкара – Эрзинджан – в конце позднего мела – палеоцене, сutura Анталья в конце палеоцена – эоцене, сutura Мерсин – Эрзинджан – в конце среднего эоцена. Краевая Восточно-Таврская сutura сформировалась в эоцене, скорее всего, – в конце среднего эоцена, это означало смыкание аккреционного пояса с Аравийским выступом и послужило началом межконтинентальной коллизии. К западу от Аравийского выступа крайевая сutura омолаживается, а еще дальше, перед фронтом Эгейской дуги, появляются реликты еще не сутурированного океанического бассейна.

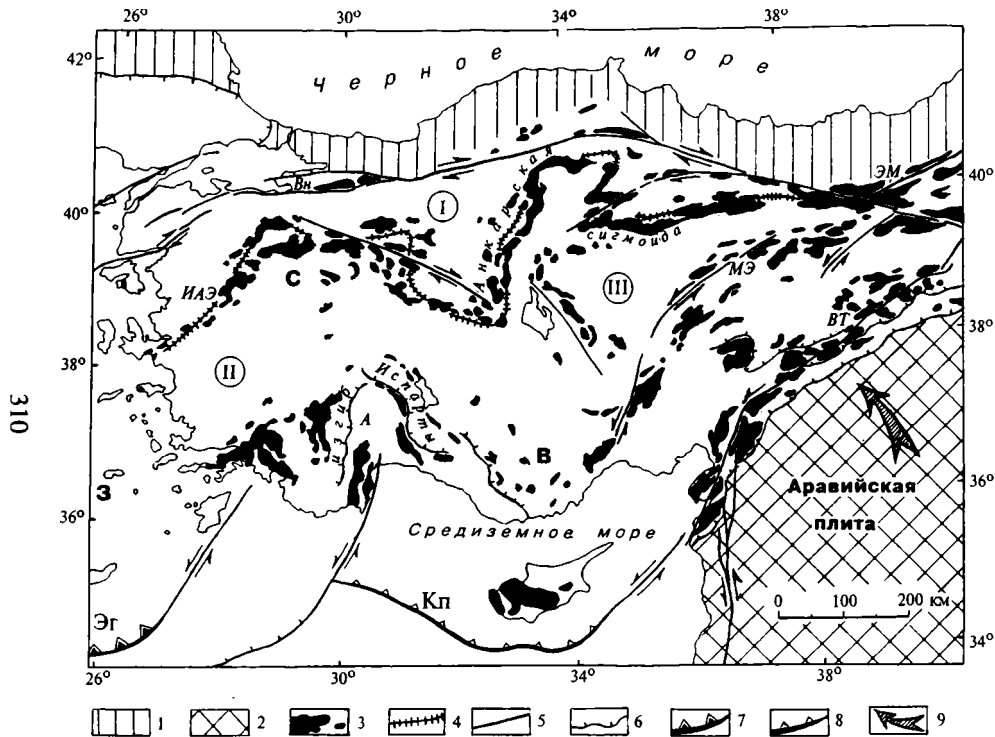
По изгибу офиолитовых сатур удалось проследить крупные горизонтальные складки. Особенно выразительны изгибы сатуры Измир – Анкара – Эрзинджан общей протяженностью почти 1500 км; на ее центральном отрезке вырисовывается левосторонняя *Анкарская сигмоида*. Если до деформаций офиолитовая сutura была прямолинейной, то расправление складок дает продольное (широтное) сокращение пространства до 350-400 км. Почти параллельно изгибам этой сатуры прослеживаются и более южные выходы офиолитов Ликийского Тавра, Анталья и Мерсин-Эрзинджанской зоны. Хорошо известен «угол Испарты» – резкий поворот структур севернее Анталья.

В целом, вырисовываются три ороклинальных изгиба складчатых систем (рисунок). *Восточная ороклиналь* обращена выпуклостью на юг, ее свод выражен поворотом Западного Тавра, а в ядре находится осложняющая ее Анкарская сигмоида. *Западная (или Эгейская) ороклиналь* также обращена сводом на юг. *Срединная ороклиналь* соединяет обе эти складки, ее свод обращен на север, а ядро обрисовано изгибом Испарты. В общих чертах все три изгиба складчатых систем были замечены уже несколько десятилетий назад Я.Брюном.

Структурный рисунок, полученный по офиолитовым сатурам, позволяет судить о кинематике коллизионного течения. В горизонтальные складки изгибались только внутренние сатуры складчатого пояса, а конфигурация краевых сатур существенно не менялась и определялась контуром континентального обрамления. При этом перед фронтом наступавшего Аравийского индентора крайевая сutura разрасталась за счет скупивания офиолитов, а в Понтидах, на скользящей границе с Евразийской окраиной, напротив, происходили будинаж и растаскивание офиолитов вдоль края континента.

Коллизионное взаимодействие сопровождалось значительным сокращением расстояния между Аравийским клином и Евразийской плитой, приблизительно на 550 км за 40 млн лет. Это объясняет наблюдаемые масштабы коллизионных деформаций. Для их развития решающее значение имело контрастное соседство синтаксиса с областью задуговых растяжений. Очевидна пространственная связь главных ороклинальных складок Анатолии с Эгейской и Кипрской субдукционными дугами, их прямое геометрическое соответствие.

Свидетельством благоприятных для пластичной деформации условий



Горизонтальные изгибы офиолитовых сатур к западу от Аравийского синтаксиса.

1, 2 – континентальное обрамление складчатого пояса: евразийское (1) и аравийское (2); 3 – офиолиты, офиолитовые меланжи и олистостромы; 4 – линия офиолитовой сатуры Измир – Анкара – Эрзинджан; 5 – разломы, главным образом сдвиги; 6 – надвиги; 7, 8 – зоны субдукции: активная (7) и отмирающая (8); 9 – движение Аравийского индентора на ранних стадиях коллизии. Главные офиолитовые сатуры, в том числе вовлеченные в шарьирование: Внутривосточная (Вн), Эрзинджан – Малокавказская (ЭМ), Измир – Анкара – Эрзинджан (ИАЭ), Анталья (А), Мерсин – Эрзинджан (МЭ), Восточно-Таврская (ВТ). Сиалические массивы гондванского происхождения: Сакарья (I), Мендересский (II), Кыршехирский (III). Ороклинали Анатолии: Восточная (В), Срединная (С), Западная (З). Зоны субдукции: Эгейская (Эг) и Кипрская (Кп)

на ранних стадиях коллизии служит интенсивный метаморфизм (от зеленосланцевого до амфиболитового) в Мендересском и Кыршехирском массивах, он датирован концом эоцена – началом олигоцена. По мере консолидации неоднородной, аккреционной по своему происхождению коры складчатого пояса, пластичные деформации сменялись разрывными. К позднему миоцену континентальная кора приобрела такую жесткость, что с началом красноморского спрединга, когда продвижение Аравийского индентора резко ускорилось, дальнейшее перемещение горных масс пошло по системе разломов, преимущественно сдвигов, активных до настоящего времени.

Преобладание пластичных деформаций на ранних стадиях межконтинентальной коллизии, отчетливо выраженное продольное для складчатого пояса течение горных масс от индентора с образованием ороклиналей и более мелких горизонтальных изгибов, по-видимому особенно свойственны складчатым областям аккреционного происхождения с их структурной неоднородностью и неконсолидированным состоянием коры. По своему развитию альпийская коллизия к западу от Аравийского клина весьма сходна с герцинской коллизией в Тянь-Шане и Центральном Казахстане – к западу от Таримского синтаксиса. В частности, Анкарская сигмоида в сочетании с Северо-Анатолийским сдвигом во многом повторила известный структурный ансамбль Ферганская сигмоида / Таласо-Ферганский сдвиг. В обоих случаях за формированием левосторонней сигмоиды последовал скол с большим правосторонним смещением.

Г.Ф.Макаренко¹

Тектоника России – ключ к структурной симметрии Земли

Открытие симметрии Земли обязано картине океанских хребтов, хотя и неверно понятых. «Недостающее звено» для очевидности – тектоника покровных базальтов (книги автора 1978; 1983а; 1983б; 1993; 1997; см: [1]). Симметричная сеть равно включает разновозрастные зоны, т.е. их место постоянно. Разные зоны обновляются в разных циклах (рис. 1).

Осевая симметрия земной оболочки – зримая истина. Стоит лишь повернуть схему швов вокруг Северного полюса [1].

Теперь Земля вновь в семье ближних планет, чьи оболочки стабильны. Ключ к выявлению симметричного устройства земной литосферы – это Восточно-Европейская и Сибирская платформы и Урал–Зауралье. Здесь и в смежных областях четко прослежена матрица структур, повторенная в другой полусфере, в том числе в океанах.

¹ Институт общей физики РАН Москва, Россия

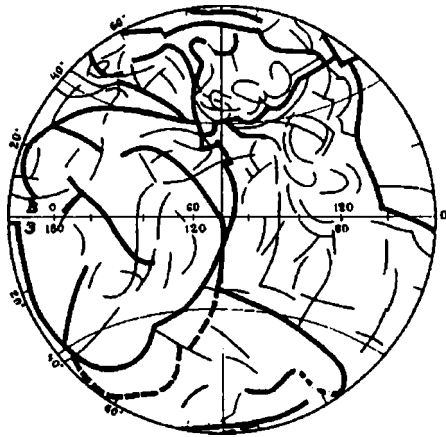


Рис. 1. Земные швы – географические двойники сразу двух полюсов, $B=3$

Линии толстые: хребты – х, грабены – гр., горы – г., разломы – р.; тонкие: то же, и сомкнутые швы – см. Урал=Кордильеры. 60° с.ш. к З: Тиман=х.Аляски. 60° с.ш. к В: Сев. Урал – Нов.Земля – Таймыр=Кордильеры – зона Бэр-х.Инуитский. 40° с.ш. к З: х.Б.Балхан – Апшерон – х.Анатолии – Атлас-Мавританиды= р.Мендосино – х.Картограф. 40° с.ш. к В: Копетдаг– Гиндукуш – Памир=х.Береговые – Поперечные – Уосатч – г.Уинта. 75° в.д. к СВ: х.Тянь-Шань – Куруктаг (см.= гр.Озерная зона) – Хангай – Яблоновой (см.=гр. Хубсугул) – Становой=х.Ларами – дуги Кивино в цоколе (см.=гр.Сибли) – г.Аппалачи – Адирондак (см.=зоны Супериор) – Гренвилский – фронт-р.Байт океана. 75° в.д. к ЮВ: х.Каракорум – Кунлунь =х.Сангре де Кристо, гр.Вичита – хр.Уошито. (г.Гималаи =Льяно – г.Эдвардс – эскарп Сигсби не показаны). 30° с.ш. к Ю: гр.Камбейский – СЗ Индик=гр.Калифорнийский – В.Пацифик. Другие: авлакоген Угарта=х.Гавайи; гр.Бенуэ =х.Магеллан – Хауленд океана; вал Хоккайдо – х.Палау=х.Ср.Атлантик; х. Н.Гвинии – желоб Манус=х.Белем – гр.Романш и др. От своего структурного двойника смещен лишь Ю.Пацифик

Геоформация покровных лав (в их тектоническом смысле, Н.С.Шатский, Н.П.Херасков и др.) – это траппы материков. По данным DSDP, они идут синхронными лавами в океан. «Океаны погружения» Земли сравниваем с материковыми (ныне) плитами под траппами.

Траппы всегда перекрывают синорогенные толщи близ складчатых зон. Формации реставрируют тектонику даже если структуры размыты или погружены в океан. К эпохе базальтов зоны уже прошли этапы геосинклинального (ГС) цикла: накопление сланцев на лавах; обособление юных кордильер, циклопение флиша; стадию островов с ранними орогенными слоями и вулканитами; гор с их гранитами и молассами. При инверсии ГС толщи смещаются, особенно в орогенезе, с надвигами пластин на молассы. Вектор «ГС волны» отмечен **фронтом** (надвиги, вытолкнутые на раму) и **тылом** складчатости. Траппы, от докембрия до кайнозоя, в провинциях Земли рождены в тылу складок на рубежах гео-

периодов финальными базитовыми вспышками, всегда до тафрогенеза. Выявлен принцип «базальты в тылу гор» (1983а, см. [1]), точнее – дуговых гор, так как глобальные дуги состоят из малых дуг. Принцип позволил сравнить Землю с иными планетами, где пятна лав лежат в горных цирках и дугах, сомкнутых фронтами или взаимно «вложенных».

Тафрогенез – есть поздний импульс ГС деформаций перед стабилизацией. Однако на финальных лавах вновь может родиться ГС, тогда поздний акт будет актом обособления новых желобов и вулканический поднятий, при этом "ГС волна" может изменить вектор. В новом ГС цикле зона или наступает по фронту (смежные дуги смыкаются) или отступает в тыл, здесь дуги могут делиться на меньшие.



Рис. 2. Карта-схема большинства поверхностных лавовых полей Земли. Их место в тылах складчатых зон материков и океанов

Показаны покровные лавы – л. с их грабенами – г.: (1) – для герцинид – л.Р/Т, г.Т/Т и поздних герцинид – л.Т/Т, г.Т/К; (2) – для киммерид – л.Т/К, г.К/Рг; (3) – для невадид – л. К/Рг, г.Рг/Ng и (4) – для ларамид – л.Рг/Ng, г.Ng/Q. Будучи сомкнутыми, предполагаемые в океанах складчатые дуги, не противореча фактам, «создают» океанские хребты (5), с двух сторон залитые лавами и с общим рифтом. Линии зон складок (6, а, б), отражают цикличное расширение областей стабильности от древних платформ (7). На последних по фронту складок есть краевые прогибы (8, показаны лишь у Урала и у Кордильер)

На рис. 2 не показаны современные ГС орогены, развитые на лавах невадид: нет гор Сулейман-Киртара, Гималаев, Бирмы, Кавказа, Альп и др. Не показаны и современные ГС, т.е. желоба и дуги на лавах ларамид: нет «задуговых» вулканических цепей Пацифик, Атлант и т.д. На рис. 2 видим лишь часть догерцинских швов (выделенные зоны), он не годится для прослеживания структурной симметрии Земли.

Рис. 2, тем не менее, показывает, почему именно тектоника России – ключ к устройству земной оболочки. Здесь есть фронт – тыл герцинско-

го Урала. Базиты, грабены Зауралья, развитие плиты, ее цоколь разбурены и изучены. В сравнимых Кордильерах на материке виден их фронт и малый фрагмент тыльных лав (плато Колумбия). Тыльные базальты ларамид – в ложе океана с его неясной историей.

Другие поля MZ-KZ траппов выходят в океан фронтами (вместе с орогенами – герциниды Мавританид, поздние герциниды Капид, вероятные киммериды к востоку от траппов Параны и др.) или они, как Кордильеры, выходят в океаны тылами с лавами, грабенами (Аппалачи, Уошто у Мексиканского залива и др.). Иные поля, идущие в океан, частью утратили первичный облик, став инициальными – ранними базитами для более молодых эпи-ГС орогенов, или, погружаясь, стали лавами дна срединных и краевых морей, где все концы – в воду.

Траппы Зауралья–Сибири есть наглядный тектонотип покровных базальтов, их места в пространстве, в рядах геотектонических циклах.

Горы близ базальтовых полей тоже уходят вместе с лавами в океаны. Представим, что Урал (рис. 2) накатился своими складками не на Русскую глыбу, а встретил подобный же фронт другого ГС – складчатого хребта с тыльными лавами. Разная сближенность фронтов создаст либо общий горный кряж, с краев охваченный финальными лавами, либо лишь хребтик под сплошными базальтами, нарушенный общим рифто-тафрогеном. Последний тип соотношений имеем близ Кордильер, южнее 35°с.ш. По фронту гор, вместо Сев. Америки (с краевыми прогибами), видим базальтовое поле, покрывшее с востока горы в океане. Цоколь хребта В.Пацифика должен слагаться ларамидами под лавами и рифтами выявленного здесь возраста. Цоколи всех хребтов океана можно установить по возрасту базальтов и рифтов.

Рождение «океанов погружения» (смыкание горных дуг и слияние тыльных лав) читается на картах ближних безводных планет – Луны, Венеры, Марса [1], что стало ясно при выявлении там ряда лавовых вспышек [2, 3].

Имея тектонотип покровных лав Урала–Сибири, можно в согласии с океанским бурением DSDP, «построить» земные океаны. Если лишь сблизить горные дуги (мысленно) и оставить меж ними орогены, еще не дозревшие до лав финального импульса, то получим горы среди нынешних океанов. Цепи гор и были на севере Атлантики до лав ларамид, а южнее в Атлантике – были до лавовой вспышки невадид. Теперь «уложим» горные дуги с их лавами изнутри, допустив цикличное отступление с сокращением их радиусов. Получим краевые и внутренние моря (рис. 2).

По фронту молодых дуг появятся повторные орогены и вулканические пояса. На Земле есть разные соотношения таких пар "базальты в тылу гор" как для молодых, так и для древних зон. Разные сочетания подобных пар легко увидеть и на картах ближних планет [1].

Подчеркнем, наконец, важные данные сейсмотомографии: вместо астеносферы ныне установлены отдельные разуплотненные линзы в Земле – астенолинзы верхней мантии [4]. Их совпадение с полями покровных базальтов [1] показало: древние лавы лежат над глубокими линзами, молодые – над неглубокими (P/T лавы – 450; Pg/Ng – 50 км). Астенолинзы спустились, сползли в глубины от прежнего высокого стояния в эпохах эффузий. Корреляция астенолинз с возрастом лав отвергает конвекцию в мантии.

Вывод. Земля – осесимметрично структурированный шар. Модели смещения блоков по субстрату с конвекцией в недрах имеют дело с **иным объектом**. Тектоника России: две платформы и «неудавшийся океан» (Г.Д.Ажгирей, В.В.Белоусов) с финальными герцинскими базальтами – ключ к устройству земной оболочки.

Литература

1. *Макаренко Г.Ф.* Периодичность базальтов... М.: АОЗТ Геоинформмарк, 1997. 96 с.
2. *Whitford-Stark J.L., Head J.M.* Stratigraphy of oceanus Procellarum // *Advanced Planet. Geol. Wash.* 1983. NASA TM-85630. P. 289–305.
3. *Price M.* History of the Venusian plains // *Lun. Planet. Sci.* 26. 1995. P. 1143–1144.
4. *Dziewonski A.M.* Earth structure. Glob. // *Encyclop. of solid Earth.* NY, 1989. P. 331–359.

А.В.Мигурский¹

Структурные стили в тектонических исследованиях

Элементы анализа структурных стилей (изучение виргаций складок для восстановления глубинной структуры складчатых областей) применялись еще в прошлом веке (Э.Зюсс, А.П.Карпинский и другие). В 20-е годы выявлена закономерная связь складок с разломами сдвиговой природы.

В 70–80-е годы нашего столетия намечено существенное различие тектонических режимов по наборам пликативных и дизъюнктивных дислокаций и особенностям проявления их в плане и по разрезу (А.В.Лукиянов, Т.Harding, J.Lowell и др.).

Структурным выражением тектонического режима растяжения является система рифтогенных структур. Набор осложняющих дислокаций в их зонах не очень обширен – это в основном блоковые структуры, назы-

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГиМС), Новосибирск, Россия

ваемые полуграбенами, моноклинальными блоками, односторонними горстами или грабенами

Определяющую роль в рифтах играют продольные разрывы, создающие ступенчатое (телескопическое) строение с увеличением амплитуды погружения пород к центральным частям рифтов. В строении ступеней рифтовых плечей отчетливо проявляется осевая симметрия. Системой поперечных и косых (диагональных) разрывов эти ступени разбиты на ряд относительно приподнятых и опущенных блоков с клавишным рисунком строения.

Продольные разрывы в большинстве своем представлены сбросами. Листричность поверхности сместителя у многих сбросов приводит к элементам вращения смещающихся блоков с созданием наклонов пластов в стороны от оси рифта. Поперечные разрывы чаще имеют субвертикальные поверхности и сдвиговую составляющую.

Структуры рифтов связаны с начальными этапами осадконакопления. При переходе к пострифтовой (синеклизной) стадии происходит их нивелировка, они теряют свою угловатость, контрастность и сменяются обычными складками облекания в основном изометричной и неправильной форм. Вверх по разрезу эти дислокации часто затухают и относятся к категории погребенных.

Парагенез структур тектонического сжатия, присущий складчатым областям, представлен линейными складками, взбросами, надвигами и шарьяжами. По степени и характеру напряженности структур, выделяется ряд зон:

1. Корневая зона занимает центральные части складчатых областей и часто совпадает с офиолитовыми поясами. Она характеризуется крайней напряженностью дислокаций, преимущественно крутым залеганием пород.

2. Внутренняя зона прилегает к корневой и соответствует альпийским пеннидам. В ее пределах широко развиты покровы основания, гранитные массивы, фиксируется повсеместное развитие кливажа. В геосинклинальной терминологии корневая и внутренняя зоны отвечают эвгеосинклиналиям.

3. Чешуйчато-надвиговая зона (аналог альпийских гельветид) обрамляет внутреннюю зону и представлена миогеосинклинальным типом разреза осадочных пород. Дислокации затрагивают в основном породы чехла и представлены серией перекрывающих друг друга тектонических пластин, образующих чешуйчатое строение.

4. Складчато-надвиговая (внешняя) зона по своему положению близка дислокациям Юрских гор Альпийской системы. Она полностью сложена платформенными формациями и имеет более простое строение по сравнению с описанными выше зонами. Для нее типично чередование анти- и синформ, часто осложненных взбросонадвигами. В случае присутствия в разрезе нескольких горизонтов срыва дислоцированность усложняется – вместе с авто- и аллохтонными структурами формируются па-

раавтохтоны. Количество последних зависит от количества поверхностей смещения.

Линейные дислокации вниз по разрезу ограничены единой поверхностью срыва (детачментом), имеющей ступенчатое строение – в горизонтах пластичных пород она субпараллельна слоистости, а при переходе к жестким пластам пересекает их под крутыми углами. Важной чертой строения поверхности срыва является ее гипсометрический и стратиграфический подъем при удалении от корневой зоны вплоть до выхода на дневную поверхность во фронтальной части.

В обстановках растяжений и сжатий в равной мере развиваются сдвиговые нарушения. В их парагенез входят структуры скола, растяжения и сжатия. В первую очередь развиваются синтетические и антитетические сколы. Первые из них ориентированы под острыми ($15\text{--}30^\circ$) углами к поверхности магистрального разрыва и направлены навстречу движущимся блокам. Они имеют тот же знак смещения, что и основной разлом. Вторые поперечны магистральному разрыву и имеют знак движения, противоположный главному смещению. В парагенез сдвиговых структур входят складки волочения брахиантиклинальной формы, косо ориентированные к плоскости магистрального разрыва, но вытянутые по движению блоков. Кроме них, в этих же зонах присутствуют трещины отрыва, перпендикулярные складкам волочения. На поздних этапах развития сдвигов возможно появление продольных и обратных косых синтетических сколов.

Все отмеченные дислокации относительно поверхности магистрального разрыва располагаются кулисообразно – это весьма четкий признак сдвигов. На участках их изгибов возникают расширенные миндалеобразные сгущения оперяющих структур с преобладанием обстановок растяжения (транстенсиональный изгиб) или сжатия (транспрессиональный изгиб).

В условиях транстенсиональных изгибов возникают ромбовидные, иногда с S- или Z-образными формами грабенные депрессии, называемые ромбозазами, сдвиго-раздвигами, бассейнами пулл-апарт с соответствующим парагенезом структур растяжения. В поперечном разрезе для ромбозазмов типичен тюльпанообразный профиль.

В транспрессиональных изгибах генерируются структуры сжатия – взброснадвиги, горсты, иногда линейные складки. Типичным для них является расширение зоны нарушения кверху с выполаживанием оперяющих разрывов. Поперечный разрез сдвиговых структур сжатия имеет черты сходства с пальмовым деревом.

Для сдвигов также характерна прямолинейность, субвертикальность поверхности магистрального разрыва и суженность зоны сдвига с глубиной. В эволюционном аспекте возможно выделение нескольких стадий их развития. Они отличаются ростом зрелости, сказывающейся в увеличении размеров и количества оперяющих структур.

Парагенезы дислокаций, связанные с инъекциями, многообразны и

обусловлены строением инъективных тел, отличающихся большой морфологической изменчивостью. С пластовыми интрузиями (силлы, лакколиты) ассоциируются надынтрузивные изгибы вмещающих пород. Их строение в плане, размеры и амплитуды зависят от морфологии и мощности интрузий. С дайковыми телами часто связаны синклинали. К образованиям центрального типа (штоки, некки, трубки взрыва, кольцевые интрузии) приурочены различные положительные и отрицательные вулканотектонические структуры. В большинстве своем инъективные нарушения затрагивают среднюю и верхнюю части разреза осадочного чехла и в силу этого имеют навешенную природу.

Итак, различным тектоническим обстановкам присущ свой набор дислокаций. Установлена антиподность структур режимов растяжения и сжатия. Она выражается в различии морфологии поверхностей смещения – вогнутой в первом и выпуклой во втором случаях; в изометричности, угловатости моноклиналиных блоков и линейности, извилистости дислокаций в складчатых областях; в омоложении структур к центру в рифтах и к периферии в регионах шарьяжного строения; в формировании преимущественно отрицательных форм рельефа в структурах растяжения и горообразовании при сжатии; в приуроченности сбросовых структур к начальным этапам циклов седиментации и к завершению последних – процессов складчатости. Антагонизм структурной выраженности режимов растяжения и сжатия часто приводит к разобщению соответствующих парагенезов структур в разрезе осадочного чехла – первые затрагивают в основном базальные горизонты мегакомплексов пород, а вторые фиксируются выше – в средней и верхней их частях.

Анализ структурных стилей имеет большое прикладное значение. Он дает ключ к пониманию связей между различными тектоническими элементами, уточняет палеотектонические реконструкции и должен шире использоваться в нефтяной и рудной геологии.

А.В.Миколайчук¹, А.В.Дженчураева²

Среднепалеозойские комплексы Туркестанского и Казахского бассейнов на территории Центрального Тянь-Шаня

В герцинской структуре Центрального Тянь-Шаня ключевое положение занимает Южно-Тяньшаньский коллизионный пояс, сложенный

¹ Научная станция Объединенного института высоких температур РАН, Бишкек, Киргизстан

² Киргизская методическая экспедиция Госагентства по геологии, Бишкек, Киргизстан

комплексами Туркестанского палеоокеана, разделявшего в среднем палеозое Алайско-Таримский и Киргизско-Казахский микроконтиненты. Этот пояс состоит из погружающегося к северу пакета тектонических покровов, сложенных комплексами континентального склона и подножия, внутриплитных базальтов и карбонатно-вулканогенных симаунтов. Наиболее высокое структурное положение в системе покровов занимают офиолиты. Среднепалеозойские отложения Срединного Тянь-Шаня, распространенные северней, интерпретируются как шельф, сформированный на каледонском основании Киргизско-Казахского микроконтинента. Строение шельфа неоднородно по простиранию. Вулканогенные разрезы, получившие развитие в Западном Тянь-Шане, в пределах Центрального сменяются карбонатными отложениями. [1–3, и др.].

Разлом, ограничивающий карбонатные отложения Срединного Тянь-Шаня с севера известен в литературе как «Линия Николаева». Традиционно ему приписывается статус краевого, отделяющего герцинские комплексы от каледонид Северного Тянь-Шаня. По результатам многолетних исследований, начатых В.А.Николаевым и А.В.Пейве в 30-х годах и завершенных проведением среднemasштабных съемок к концу 70-х, представлялось, что зона сочленения разновозрастных складчатых систем выражена фациальной сменой карбонатных разрезов Срединного Тянь-Шаня терригенными сероцветными, а затем и красноцветными среднепалеозойскими толщами Северного Тянь-Шаня. Тектонические покровы, проявившиеся в позднебашкирское время, существенно усложнили структуру этой зоны, но не нарушили первичной последовательности среднепалеозойских фаций [4].

Из обобщения имеющегося материала по Центральному Тянь-Шаню мы приходим к выводу, что только в Присонкулье и на хребте Джетымбель можно наблюдать фациальные переходы среднепалеозойских красноцветов Северного Тянь-Шаня в сероцветные толщи, а тех – в карбонатные отложения Срединного Тянь-Шаня. Здесь же перечисленные разнофациальные комплексы слагают каскад надвинутых к северу позднегерцинских тектонических покровов. На большей же части территории система разломов, выделяемая на тектонических схемах и картах как «Линия Николаева», представляет собой серию более поздних сдвигов пермского возраста с амплитудой смещения в десятки километров и не может рассматриваться как граница сопряжения разновозрастных складчатых систем [5]. Данный тезис нашел подтверждение при обобщении биоостратиграфических исследований, проводившихся долгое время в отрыве от работ тектонического направления.

Палеонтологические исследования раннекаменноугольного уровня показали, что комплексы фораминифер из сероцветных и красноцветных разрезов Сонкульского и Турукского «эпикаледонских наложенных прогибов», развитых вдоль южных склонов хребтов Терской Ала-Тоо, Акшийряк, Куйлю, Сонкуль-Тоо и Суусамыр, оказались аналогичны комплексам из карбонатных отложений Срединного Тянь-Шаня. Эти из-

вестковые простейшие, представлены семействами *Tourmayellinae*, *Endothyridae*, *Loebidinidae*, *Bradyinidae*, *Palaeotextulariidae*, *Tetrataxidae*, *Staffellidae*, *Eostaffellidae*, обитавшими в теплом и неглубоком морском бассейне и имеющими дифференцированную стенку. Раннекаменноугольным комплексам фораминифер присуще не только большое разнообразие родов из перечисленных семейств, но и их быстротечная изменчивость, проявленная как попеременным преобладанием представителей отдельных родов, так и всплесками появления совершенно новых родов. Биостратиграфическая зональность района близка последовательности эволюционного развития фораминифер, установленной в разрезах Южного Тянь-Шаня [6]. Таким образом, красноцветные и сероцветные толщи Сонкульского и Турукского прогибов представляли собой наиболее удаленные фации северной (в современных координатах) окраины Туркестанского палеоокеана.

Причленение территории Среднего Тянь-Шаня к бассейну Туркестанского палеоокеана произошло лишь в позднем девоне. Выше регионального несогласия залегают франские континентальные красноцветы, которые в фауне сменяются терригенно-карбонатными отложениями мелководного шельфа. Это событие происходит вслед за проявлением повторного спрединга в осевой зоне палеоокеана [7]. В позднетурнейское время фронт трансгрессии достиг Присонкуля, где формируется Сонкуль-Турукский прогиб, выполненный сероцветным терригенным флишем, а самые северные красноцветные разрезы отлагались в серпуховское – раннебашкирское время. Трансгрессивный латеральный ряд и исключительно осадочный состав формаций описываемого района свидетельствуют о том, что режим пассивной континентальной окраины сохранился здесь вплоть до закрытия океанического бассейна в среднем карбоне.

В отличие от фораминиферовых комплексов Туркестанского океана, фораминиферы из разрезов Южного Казахстана (Малый Каратау, Бетпак-Дала) характеризуются удивительно однообразным составом. Это преимущественно фораминиферы с простой стенкой и лучистым слоем семейства *Archaediscidae*, которые появляются в условиях бореального климата [8]. Изучавшая их М.М.Марфенкова [9] пришла к выводу, что это – эндемичный комплекс фораминифер, который образовался в замкнутом внутриконтинентальном бассейне. На всем протяжении раннекаменноугольной истории данный бассейн отделялся сушей от Туркестанского океана и лишь иногда соединялся с Уральским бассейном. Однако сходство раннекаменноугольных архидисцидовых комплексов Малого Каратау, Бетпка – Далы и Сибирской платформы позволяет предположить их совместное существование в это время в едином бассейне [8]. Отложения Казахского бассейна прослежены нами вдоль Киргизского хребта до Кунгей Ала-Тоо и северного склона Терской Ала-Тоо. В восточных выходах этой полосы среди терригенных отложений присутствует примесь пирокластического материала, что свидетельствует об их

относительной близости к раннекаменноугольному вулканическому поясу Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

Изучение галек из каменноугольных разрезов Казахского и Туркестанского бассейнов показывает, что разделявшая их суша охватывала западное окончание Киргизского хребта, а также большую часть Таласского и Суусамырского хребтов. Восточнее, в пределах Терской Ала-Тоо, вышеописанные комплексы соприкасаются по субширотному Ичкелетау-Терскойскому разлому, вдоль которого на основании косвенных признаков предполагается левостороннее смещение.

Таким образом, среднепалеозойские толщи Северного Тянь-Шаня считавшиеся ранее единым комплексом «эпикаледонских наложенных прогибов» в действительности представляют собой краевые части различных палеозойских бассейнов. В позднем палеозое отложения Казахского бассейна были вовлечены в деформации Джунгаро-Балхашской складчатой системы, тогда как тектонические покровы Присонкуля обусловлены закрытием Туркестанского океана и поэтому могут рассматриваться как элемент Южно-Тяньшаньской складчатой системы.

Работа выполнена при поддержке финансовой РФФИ (проект № 98-05-64888).

Литература

1. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Бельный А.Ф. и др. Туркестанский океан в среднем палеозое: Реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. № 1. С. 15–26.
2. Биск Ю.С. Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахского палеоконтинентов // Геотектоника. 1995. № 1. С. 31–39.
3. Куренков С.А., Аристов В.А. О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана // Геотектоника. 1995. № 6. С. 22–31.
4. Христов Е.В. К особенностям строения и развития «Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» на герцинском этапе // ДАН СССР. 1970. Т. 193, № 4. С. 895–897.
5. Миколайчук А.В., Котов В.В., Кузиков С.И. Структурное положение метаморфического комплекса Малого Нарына и проблема границы Северного и Среднего Тянь-Шаня // Геотектоника. 1995. № 2. С. 75–85.
6. Поярков Б.В., Скворцов В.П. Биостратиграфия нижнекаменноугольных отложений Тянь-Шаня по данным изучения фораминифер // Вопр. микропалеонтологии. 1977. Вып. 20. С. 54–67.
7. Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М. и др. Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1995. С. 71–102.
8. Бозуш О.И., Юферев О.В. Фораминиферы карбона и перьми Верхоянья. М.: Наука, 1966. 208 с.
9. Марфенкова М.М. Палеогеография и фораминиферы раннего карбона Чу-Бетпак-Далинского бассейна (Южный Казахстан) // Вопросы микропалеонтологии. 1975. Вып. 18. С. 61–67.

Мобилистская гипотеза Вегенера и ее судьба в развитии геотектоники в XX веке (к 120-летию со дня рождения Вегенера)

Уходящий XX век был временем великих открытий и достижений в науках о Земле, в том числе, – в геотектонике и геодинамике. Если вторая половина XVIII и начало XIX века – время становления геологии как науки – было отмечено борьбой непутизма и плутонизма, и победой последнего, то первая половина XIX века – борьбой катастрофизма и униформитаризма и поисками их синтеза, а вторая половина XIX века – господством идей фиксизма и контракционизма, опирающихся на убежденность в постепенном остывании Земли и отсутствии в ней внутренних источников тепловой энергии.

Открытие радиоактивности на рубеже XIX и XX веков нанесло тяжелый удар контракционизму и показало гораздо большую длительность существования Земли, чем предполагали большинство исследователей. Десятилетие спустя появление первой научно обоснованной мобилистской концепции Вегенера – нанесло первый сильный удар по фиксистской парадигме, и главной «интригой» развития геотектоники и геодинамики на протяжении почти всего XX века стала ожесточенная, протекавшая с переменным успехом борьба идей фиксизма и мобилизма. Она стимулировала быстрый прогресс геофизических методов исследования глубинного строения Земли и комплексного изучения ложа океанов и в итоге привела к полному триумфу мобилизма, но, вместе с тем, породила две альтернативные мобилистские концепции.

Предположение о возможности горизонтального перемещения континентов зародилось в конце XVI века вскоре после великих географических открытий, когда была составлена первая достоверная географическая карта Мира, и на протяжении 300 лет неоднократно высказывалось рядом исследователей (Ортелий, Ф.Бэкон, Пласе, Бюффон, А. Гумбольдт, Снидер-Пеллегрини, Быханов и др.) и сразу же забывалось, так как помимо поразительного сходства конфигурации берегов Старого и Нового Света, не подкреплялось какими-либо другими аргументами.

Вегенер – молодой приват-доцент Марбургского Университета, метеоролог по своей основной специальности, астроном по теме диссертации и исследователь Гренландского ледникового щита – был первым, кто, анализируя карты океанов, независимо от своих предшественников не только предположил возможность возникновения Атлантического и Индийского океанов в результате распада некогда (в конце PZ – начале MZ) существовавшего единого огромного пра-континента (Пангеи) и

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

раздвижения в разные стороны его фрагментов, но и попытался проверить и подтвердить эту гипотезу аргументами различных наук о Земле.

Не будучи геологом, он, тем не менее, в течение года освоил, обобщил и осмыслил огромный массив новейших геофизических, тектонических, палеогеографических, геоморфологических и других данных и в начале 1912 г. выступил с изложением новаторской глобальной мобилистской гипотезы на Сессии Германского Геологического Союза, на страницах ведущих немецких научных журналов, а в 1915 г. – в знаменитой книге “Происхождение континентов и океанов”. Самым важным геоморфолого-геофизическим аргументом Вегенера была интерпретация двухступенчатой формы гипсографической кривой с позиций представления о состоянии изостатического равновесия между относительно мало мощной, но плотной симатической корой ложа океанов и более мощной, но, в целом, менее плотной корой континентов, где симатический субстрат перекрыт относительно легкими твердыми сиалическими пластинами, могущими, как полагал Вегенер, скользить по пластичному симатическому основанию подобно айсбергам по поверхности воды. Одним из самых веских геологических и палеоклиматических аргументов явилось гораздо более естественное объяснение ареала распространения следов позднепалеозойского оледенения на всех Гондванских континентах при допущении их более тесного соприкосновения в то время, чем если бы они были удалены друг от друга, как ныне.

После первой Мировой войны, в 20–30-х годах мобилистская гипотеза Вегенера стала широко известной и приобрела много активных сторонников и сочувствующих в Западной Европе (Арган, Джоли, Штауб, Даке, Гавеманн, Бубнов и др.), в СССР (А.А.Борисяк, А.П.Павлов, Б.Л. Личков, Е.В.Милановский и др.) и, в меньшей мере, в США (Ван дер Грахт и др.).

Но уже во второй половине 20-х и 30-х годов она подверглась острой критике и в середине XX века была отвергнута большинством исследователей в Европе и Северной Америке (в СССР ее резкими противниками были Н.С.Шатский и В.В.Белоусов), однако продолжала развиваться на Гондванских континентах (Дю Тойт, Л.Кинг, Вадиа, Маак, Кэри). Основные упреки, особенно со стороны геофизиков (Джефрис и др.), заключались в том, что Вегенер не нашел сил, достаточных, чтобы вызвать дрейф континентов. Позднее стало очевидным, что главная его ошибка состояла в предположении о возможности горизонтального перемещения («эпейрофореза») тонких сиалических континентальных пластин по поверхности повсеместно распространенной (первоначально казавшейся ему неподвижной) симатической оболочки.

К сожалению, Вегенер слишком поздно (в 1929 г.) допустил возможную роль в перемещении сиалических континентальных блоков подкорковых конвекционных течений (уже ранее предполагавшихся Амффером и Швиннером и др.).

Ставшие в середине XX века очевидными резкие различия в глубинном строении коры континентов и океанов сторонники господствовавшей фиксистой парадигмы пытались объяснить предположением о древности ряда бассейнов с «первичной» корой океанского типа (Штилле), либо, напротив, сравнительно недавним возникновением океанских впадин в ходе гипотетического процесса базификации (Белоусов), или, наконец, допущением существования как тех, так и других.

В 60-х – 70-х годах, в процессе широко развернувшегося комплексного геолого-геофизического изучения рельефа и внутреннего строения ложа океанов, были получены ошеломляющие результаты (открытие системы внутриокеанических рифтовых поясов, полосовидных магнитных аномалий, выяснение разреза коры океанов в ходе глубоководного бурения и пр.), показавшие, что дно современных океанов возникло при широкомасштабном спрединге их ложа в осевых зонах рифтовых поясов и последовательном заполнении образующихся «зияний» дериватами поднимающегося из мантии базит-ультрабазитового материала, формирующего разные генерации коры океанов.

Эти открытия привели к возрождению и триумфу идей мобилизма, впервые высказанных за полстолетие до того Вегенером, и подтвердили принципиальную правильность его реконструкций тектонического развития Земли, предполагающих существование в $PZ_3 - MZ_1$ суперконтинента Пангея, окруженного суперокеаном Панталасса (предком Тихого океана), и ее последующий распад на ряд континентальных блоков, разобщенных разрастающимися впадинами Атлантического, Индийского и Арктического океанов. Вместе с тем, поиски геодинамической интерпретации этого глобального процесса привели к формированию двух сосуществующих в современной геотектонике резко различных теоретических концепций. Одна из них исходит из постулата о неизменности размеров Земли, а другая допускает принципиальную возможность их изменений – расширения, сжатия или чередования этих процессов во времени.

Весьма популярная «плитотектоническая концепция», опирающаяся на постулат о неизменности размеров Земли, в своей «классической» форме предполагала скольжение относительно маломощных (50–100 км) литосферных плит по повсеместно распространенному «астеносферному слою» и взаимную компенсацию в глобальном масштабе явлений конвергенции и дивергенции этих плит и сжатия и растяжения внутри них в каждый момент геологической истории. Однако ныне стало ясно, что мощность литосферы под континентами может достигать 300–450 км, что так называемый «астеносферный слой» представляет совокупность в разной мере выраженных и расположенных в разных регионах на различных глубинах астенолинз, и что глобальные фазы усиления сжатия («фазы складчатости») и фазы усиления растяжения и расширения коры (рифтинга и спрединга) не совпадают, а чередуются между собой.

Выполненные с применением компьютерной техники реконструкции конфигурации Пангеи, существовавшей в PZ₃-MZ₁, до раскрытия Атлантики, при допущении неизменного размера Земли показали, что на месте восточной части подвижного пояса Тетис в тело Пангеи вдавался широчайший (до 8-10 тыс. км) океан, разделявший восточные части ее Лавразийской и Гондванской «половин». Геологические же данные, напротив, свидетельствуют о почти полном смыкании в это время Индостанского участка Гондваны и Тибетско-Китайского – Лавразии. Некоторые сторонники плитотектоники ныне допускают возможность пульсационных колебаний размеров Земли в геологическом прошлом. Все сказанное говорит о том, что эта концепция в ее первоначальном виде уже не соответствует современным знаниям, но при попытках ее существенной модернизации от нее сохраняется лишь название.

Альтернативная мобилистская концепция, предполагающая возможность изменений размера Земли ходе ее развития, в частности, его общее умеренное увеличение в MZ и KZ (к чему фактически склонялся Вегенер, поскольку из его реконструкций следовало, что при сохранении общей площади континентов площадь ложа океанов с конца PZ увеличилась на 27–28%), снимает большинство противоречий и трудностей, с которыми столкнулась плитотектоническая концепция. Она предполагает возможность относительных горизонтальных перемещений литосферных блоков различной мощности, в том числе, – охватывающих кору и большую часть верхней мантии, или даже скольжение коромантийных блоков по поверхности жидкого внешнего ядра. Устраняется не соответствующее геологическим данным представление о широчайшем океане на месте восточной половины пояса Тетис в PZ₃-MZ₁, и конфигурация Пангеи в эту эпоху приобретает округлую форму, принципиально сходную с Вегенеровской моделью.

Наиболее вероятной является экспансионно-пульсационная гипотеза, согласно которой на неравномерное во времени общее расширение Земли в MZ–KZ (примерно на 15% по радиусу и около 30% по площади) накладывались пульсационные изменения ее размеров различной длительности и масштаба, позволяющие объяснить глобальную геотектоническую цикличность различных порядков, чередование во времени фаз преобладающего сжатия коры («фаз складчатости», синхронного им прекращения рифтинга и замедления спрединга) и фаз ее преобладающего расширения (фаз рифтогенеза, усиления спрединга и активизации базальтового вулканизма) и сопряженных с этими пульсационными фазами проявлений других геологических процессов.

К вопросу о структурных связях киммерид Горного Крыма и альпид Северо-Западного Кавказа

1. Горный Крым находится на продолжении Северо-Западного Кавказа. Регионы занимают крайнее северное положение в Черноморско-Кавказском секторе Альпийского складчатого пояса, гранича с эпипалеозойско-эпикиммерийской Скифской плитой. Эти соотношения, казалось бы, должны свидетельствовать об одинаковом строении и эволюции обоих регионов, однако сходство имеется лишь в строении платформенного чехла, слагающего их северные моноклинальные зоны.

Ядро Горного Крыма имеет позднекиммерийский возраст [1, 2], причем платформенные верхнеюрско-нижнеберриасские отложения (яйлинская серия – $J_3t-K_1b_1$) подверглись компрессионному шарьированию в южном направлении и оказались структурно связанными с южновергентным складчато-чешуйчатым триасово-среднеюрским комплексом (эскиординская – $T_1?J_2b_1$, таврическая – T_3-J_2 и карадагская – $J_2b_2-cl?$ серии).

Альпиды Северо-Западного Кавказа [3–5 и др.] сложены мел-эоценовыми отложениями Новороссийского синклиория и перекрыты олигоцен-четвертичными породами Туапсинского прогиба.

Существуют три точки зрения о соотношении кавказских и крымских структур: первая [6 и др.] предполагала прямое продолжение от первых ко вторым; другая [3] допускала продолжение альпийской структуры Кавказа на северо-запад под Индоло-Кубанский прогиб; третья [4, 5] сводится к тому, что цепи альпийских складок поворачивают в акваторию Черного моря.

2. В строении северного крыла Новороссийского синклиория участвуют глинистые породы и терригенные турбидиты нижнего мела, а верхний мел и палеоген представлены преимущественно периодитами (ритмичным переслаиванием глинистых и карбонатных пород, разделенных поверхностями *hard-* и *softground*) и переслаиванием карбонатных периодитов и терригенных турбидитов [7]. Определение возраста отложений по наннопланктону и планктонным фораминиферам показало, что существующее стратиграфическое расчленение изученных карбонатных отложений в значительной степени устарело.

Характеристика строения фрагмента разреза, сложенного тонким переслаиванием ритмитов, приведена в таблице.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

³ Кубанский государственный университет (КубГУ), Краснодар, Россия

Характеристика интервала детального разреза верхнемеловых периодов. Андреевский перевал, северный склон, в 350 км к З (см. рисунок, Б)

1	2	3	4	5	6
K ₂ cm-st	11,48	424	802	32	50
Не обнажено	50				
K ₂ t	8,01	44	88	-	-

Примечание. 1 – возраст; 2 – мощность (в м); 3–6 – количество: 3 – ритмов, 4 – слоев, 5 – hardground, 6 – softground.

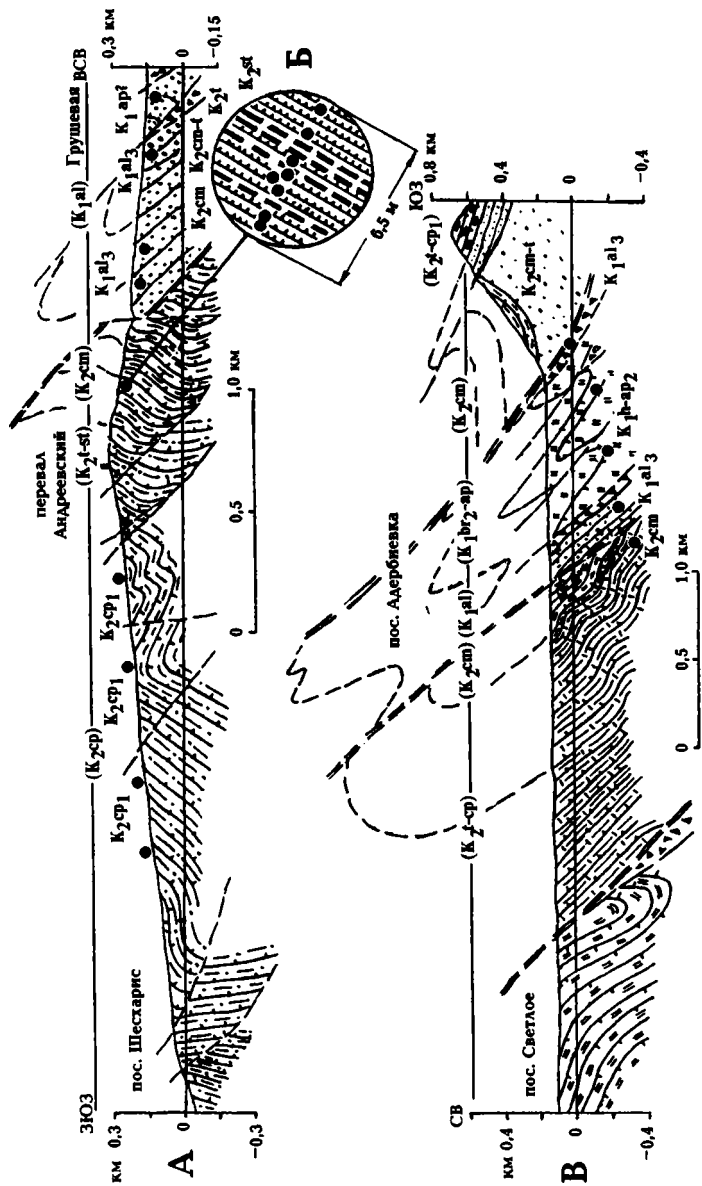
Структура ядра и северного крыла синклиория (рисунок, А и В) имеет складчато-надвиговое строение с южной вергентностью. Помимо сущих надвигов, в структуре широко проявлены послынные надвиговые срывы, ведущие к многочисленным мелким сдвиганиям разрезов (рисунок, Б). Срывы приурочены к контакту глин и карбонатов. Видимо, с этим в какой-то степени связаны малые мощности нижней части верхнемеловых отложений и большие мощности – в их верхней части.

Надвиги и покровы в северном крыле Новороссийского синклиория отмечены многими исследователями [3–5 и др.], причем мел-эоценовые отложения надвинуты в южном направлении на олигоцен-миоценовые Туапсинского прогиба. Примечательно, что мел-эоценовые породы северного крыла Кавказского мегантиклинория имеют северную вергентность [3–5]. Таким образом мел-кайнозойские отложения Кавказского мегантиклинория характеризуются дивергентной структурой, что свидетельствует о ее гравитационной природе.

3. Сравняя структуру позднекиммерийского Горного Крыма и альпийского Северо-Западного Кавказа, необходимо отметить их общую южную, точнее интерструктурную вергентность, имеющую в первом случае эндогенную, а во втором – экзогенную природу.

В северном крыле Туапсинском прогиба в майкопских отложениях фиксируются вергентные в сторону акватории складки [4, рис. 20; 5, рис. 4], образующие чешуйчатую структуру и связанные, скорее всего, со срывом по подошве майкопа, что согласуется со структурой, наблюдаемой на суше. Перед Анапским выступом они разворачиваются на запад и смещаются по левостороннему сдвигу в Восточно-Черноморскую впадину. Таким образом, структуры продолжения альпийского Новороссийского синклиория должны находиться к югу от Крыма, в акватории Черного моря, где их складчатость может упрощаться, или даже отсутствовать [4, 5, 8].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №98-05-64196 и ФЦП «Интеграция»).





Геологические разрезы южного крыла северо-западной части Новороссийского синклиниория

А – разрез Шесхерис – Грушовая; Б – деталь строения разреза; В – разрез в верхнем течении р. Азербиевка.

1, 2 – терригенные турбидиты: 1 – тонкоритмичные, 2 – среднеритмичные; 3 – песчаники и алевролиты; 4 – глины с сидеритами и алевролиты; 5 – переслаивание турбидитов и перидотитов; 6–9 – периодиты: 6 – тонкослоистые, 7 – среднеслоистые, 8 – толстослоистые, 9 – существенно карбонатные; 10 – меланжированные породы; 11 – геологические границы; бергштрихи – со стороны подошвы; 12–14 – разрывы, преимущественно надвиги: 12 – мелкие, 13 – крупные, 14 – послонные надвиги на детальном разрезе; 15 – места находок макро- и микрофауны; 16 – возраст отложений по данным предшественников

Литература

1. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В. Структура и эволюция Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. М., 1997. С. 187–206.
2. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В. Геологическое строение и эволюция Горного Крыма // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997. С. 17–21.
3. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра. 1984. 344 с.
4. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра. 1985. 215 с.
5. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Туапсинский прогиб – впадина с автономной складчатостью // Геотектоника. 1998. № 5. С. 76–85.
6. Бызова С.Л. Некоторые спорные вопросы тектоники Горного Крыма // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1980. № 6. С. 15–25.
7. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. О связях Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа: Тез. докл. IV Междунар. Конф. «Новые идеи в науках о Земле». М., 1999. С. 182.
8. Вигинский В.А. Новейшая тектоника и позднеальпийская геодинамика Азово-Черноморского региона. М. 1997. 99 с.

Р.И.Милькевач, Ю.В.Миллер¹

Тектоническое значение островодужного магматизма северной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия)

Многолетние исследования, сопровождавшиеся детальным картированием опорных участков, позволили составить карту масштаба 1:200000 области сочленения Карельского кратона с Беломорским поя-

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

сом и выделить в составе последнего систему позднеархейских тектонических покровов [1–3 и др.]. Наиболее древние из них изначально подвигались под краевую часть кратона в ходе позднеархейской субдукции (2900–2800 млн лет [4]), сопровождавшейся высокотемпературным высокobarическим метаморфизмом.

Важным звеном в латеральном ряду тектонических покровов является Северо-Карельская система зеленокаменных поясов, находящихся в зоне сочленения Карельского кратона с Беломорским поясом. От других зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области она отличается метаморфизмом повышенных давлений. Наши исследования в северной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (районы оз. В.Кичаны и пос. Зареченск) показали, что состав слагающих его пород имеет специфику, подтверждающую субдукционную модель развития пояса в интервале 2880 – 2820 млн лет [5].

Супракрустальные породы района оз. В.Кичаны представлены существенно вулканогенными образованиями [6]. Низы разреза сложены толеитовыми базальтами, близкими по составу архейскому толеиту 1 Конди и содержат редкие линзы ультрабазитов. Выше залегает толща, представленная чередованием вулканитов и туфов андезито-дацитов и андезитов, в верхней ее части появляются субщелочные базальты. Толеитовые базальты характеризуются плоским графиком распределения РЗЭ в 8–10 раз выше, чем в хондрите с La/Sm и La/ Yb отношениями близкими к 1. Положительное значение $eNd (+1,29)$ свидетельствует об отсутствии контаминации коровым веществом. По соотношению Ti/Cr и Ni [7] они принадлежат океаническим базальтам. Породы известково-щелочной серии отличаются высокими содержаниями $Al_2O_3 (>16\%)$, Sr (508-839 ppm), Ba (209–731 ppm) и низкими содержаниями Y (6–20 ppm), Yb (0.2–1.16 ppm), Nb (3–8 ppm) и более высокими чем в хондрите соотношениями Sr/Y=28–42 и Zr/Sm=28–41. Они имеют положительные значения eNd (от +0,24 до +4,54) и низкое первичное изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr(0,701)$. Такие геохимические характеристики свойственны специфическим островодужным тоналит-трондьемит-дацитовым сериям (адакитам) кайнозой, образующимся при парциальном плавлении базальтов горячей субдуцирующей океанической коры при высоких T и $P \geq 15$ кбар. Для архея известно немного таких примеров [8].

Ассоциации пород района пос. Зареченск (кумжаозерский комплекс) принципиально не отличаются от таковых района В.Кичаны, хотя имеют свои особенности. Так, в частности, пачка основных вулканитов залегает не в основании разреза, а располагается среди вулканитов известково-щелочной серии и, возможно, имеет с ними тектонические контакты. Основные породы представлены чередованием коматитовых и толеитовых базальтов и инъецированы телами пироксенитов. Породы известково-щелочной серии представлены дацитами и риодацитами. Основные вулканиты характеризуются плоским графиком распределения РЗЭ, в 2–5 раз выше, чем в хондрите, для коматитов и в 8–10 раз выше для ба-

зальтов, и не несут признаков контаминации коровым веществом. Даци-ты и риодациты представлены высокоглинозёмистыми разновидностями ($Al_2O_3 > 17\%$) с отношениями $Sr/Y=34-43$ и $Zr/Sm=45-56$ и низкими содержаниями $Y(10-12 \text{ ppm})$, $Yb(0,86-0,87 \text{ ppm})$, $Nb(6-8 \text{ ppm})$, что, как и на предыдущем участке, приближает их по составу к адакитам. Положительное значение eNd (от $+0,30$ до $+1,51$) свидетельствует об отсутствии отчетливых коровых меток.

Таким образом, вулканы северной ветви Тикшозерского зеленокаменного пояса отличаются от других зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области не просто метаморфизмом повышенных давлений; они несут геохимические признаки пород, образовавшихся при парциальном плавлении субдуцирующей океанической коры в условиях высоких температур и давлений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 99-05-65206 и 96-15-98427).

Литература

1. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и её соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. №6. С. 80–92.
2. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. №1. С. 63–75.
3. Миллер Ю.В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса. Вест. СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3. № 21. С. 28–40.
4. Бибикина Е.В. Геохронология Беломорского подвижного пояса // Беломорский подвижный пояс: Тез. докл. Петрозаводск: ИГ Кар НЦ РАН, 1997. С. 18.
5. Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: Латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, №2. С. 115–140.
6. Милькевич Р.И., Миллер Ю.В. Позднеархейские супракрустальные образования района оз. Верхние Кичаны (Северная Карелия) // Докембрий Северной Евразии: Тез. докл. СПб.: ИГГД РАН, 1997. С. 61–62.
7. Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean floor and island-arc tholeiites – application to some ophiolites // Can. J. Earth Sci. 1979. V. 16. №9. P. 1874–1882.
8. Drummond V.S., Defant M.j., Kepezhinscas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. Trans. R. Soc. Edinburgh. 1996. V. 87. P. 205–215.

Кейвский террейн в Кольском раннедокембрийском коллизии: новые геохронологические данные и интерпретации

Кольский раннедокембрийский коллизии [1] представляет собой структуру чередования обширных сходных архейских доменов и узких позднеархейских и раннепротерозойских поясов разной природы (рисунок). Из этой достаточно простой композиции выпадает Кейвская область, которая по комплексу новых данных должна быть отнесена к структурам террейнового типа. Ее главные особенности, отличающие ее от всех других структур Балтийского щита, заключаются в следующем. Основу ее складчатого покрова составляют [2] кислые и средние метавулканиды, высокоглиноземистые гнейсы, включающие знаменитые кианитовые месторождения, углеродистые сланцы, кварциты, щелочные граниты и габбро-анортозиты.

Вся эта характерная ассоциация отличается и отделяется тектоническими нарушениями (обычно надвигового типа) от типично кольских ассоциаций. Она прорвана разноориентированными роями базитовых даек и метаморфизована в условиях амфиболитовой фации повышенного давления. На предыдущих картах, включая последнюю Геологическую карту Кольского региона масштаба 1:500 000 (1996 г.), щелочные граниты, слагающие треть территории Кейвской структуры, показаны раннепротерозойскими.

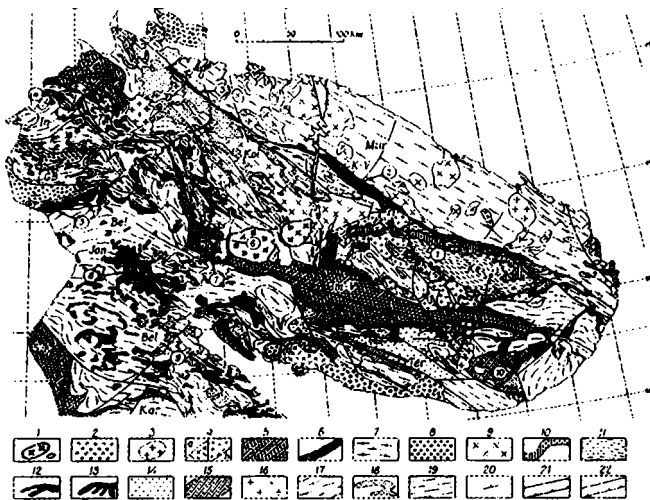
Сейчас нами получены (по пробам В.П.Петрова, О.А.Беляева, Д.Р.Зозули, Р.М.Галимзяновой, М.К.Радченко) новые геохронологические данные о возрасте реперных геологических образований Кейвской структуры:

– цирконы из метаморфизованных средних вулканитов лебяжинской толщи – 2900–2850 млн лет (время магматизма? или метаморфизма?);

– начало щелочногранитного магматизма – 2750 млн лет (Понойский массив), окончание этого магматизма – 2670–650 млн лет (массивы Зап. Кейв и Белых тундр), перекристаллизация щелочных гранитов и цирконов в них – 2500–2400 млн лет (возраст новой популяции цирконов и, по данным [3], свинец-свинцовые и рубидий-стронциевые определения по породе), последний метаморфизм щелочных гранитов и закрытие системы – 1700 млн лет (уран-свинцовый возраст сфена и циркона из пегматита и многочисленные калий-аргоновые определения);

– габбро-анортозитовый магматизм – 2670 млн лет (цирконы из разных массивов Кейв). Эти данные позволяют определить, как архейское, время образования супракrustального чехла Кейвской структуры,

¹ Геологический институт Кольского (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия



Геолого-структурная карта Кольского региона Балтийского щита [8]

Области (домены): Mug – Мурманская, Ko1 – Кольская, Ve1 – Беломорская, Ter – Терская, Ke – Кейвская, In – Инари. Пояса: Jop – Ениский и K-V – Колмозеро-Воронья (архейские зеленокаменные); LGB – Лапландский и RGB – Кандалакшско-Колвицкий (гранулитовые); Pe – Печенга, Im-V – Имандра-Варзуга (раннепротерозойские).

1 – контуры палеозойских интрузий; 2 – осадочные породы верхнего протерозоя. *Ранний протерозой*: 3 – граниты, гранодиориты и диориты; 4 – чарнокиты, граниты (а), щелочные граниты* (б); 5 – вулканогенно-осадочные породы; 6 – анортозиты, габбро-анортозиты (в Кейвах – архейские), габбро, пироксениты, перидотиты. *Ранний протерозой (или архей ?)*: 7 – гранулиты основного и среднего состава; 8 – кислые гранулиты. *Поздний архей*: 9 – гранодиориты, диориты и эндербиты; 10 – глиноземистые и суперглиноземистые гнейсы и сланцы; 11 – кислые гнейсы; 12 – фрагменты зеленокаменных поясов (гнейсы, амфиболиты и метакоматиты); 13 – фрагменты железорудной (ВІF) формации (гнейсы, амфиболиты и железистые кварциты); 14 – гнейсы и сланцы; 15 – гнейсы и амфиболиты; 16 – гранодиориты и диориты; 17 – плагиограниты и гранито-гнейсы; 18 – кванит-гранат-биотитовые гнейсы; 19 – гранито-гнейсы, гнейсы, мигматиты и редко – амфиболиты; 20 – элементы залегания; 21 – субвертикальные разломы и пологие надвиги, разделяющие протерозойские структуры; 22 – субвертикальные разломы и надвиги.

*По новым данным, изложенным в этой статье, щелочные граниты Кейв архейские.

включая континентальную кору выветривания [4] – протолита кейвских высокоглиноземистых гнейсов. Именно они прорываются пластовыми и секущими телами архейских габбро-анортозитов Ачинского и других массивов. Этим подкрепляются также полевые геологические наблюдения того, что самая верхняя (песчовотундровская) свита кейвского разреза со стратиграфическим несогласием перекрывается нижнепротерозойской базальной пурначской свитой Имандра-Варзугского прогиба [5].

Таким образом подтверждается архейский возраст воссоединения Кейвского и соседних террейнов [6] и устанавливается, что в Кейвской структуре зрелая континентальная кора и формирование щелочных гранитов А-типа произошло в архее. Это совершенно не характерно для других доменов и поясов Балтийского щита, если не считать района щелочно-карбонатитовой интрузии Сиилиньярви в северной Финляндии, имеющей возраст 2580 млн лет [7].

Последующие, раннепротерозойские (2500–1700 млн лет назад), процессы рифтогенеза и обдукции, магматизма, метаморфизма и полной складчатости длительно и неоднократно, но в разной степени, преобразовывали отдельные элементы оформившегося к концу этого времени Кольского коллизии [1]. В Кейвской структуре с ранним протерозоем связаны дайковые рои, складчато-надвиговый структурный узор, региональный метаморфизм повышенного давления, превращение магматических щелочных гранитов в ортогнейсы, локальный палингенез в них и формирование пегматитов и амазонитовых гранитов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №98-05-64321).

Литература

1. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Е., Балабонин Н.Л., Сорохтин И.О., Пожиленко В.И. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизии // Вест. СПбГУ. Сер. 7. 1997. вып. 3 (№ 21), с. 5–18.
2. Объяснительная записка к Геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Под ред. Ф.П.Митрофанова. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 50 с.
3. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука. 1990. 217 с.
4. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л. Изд-во АН СССР, 1963. 322 с.
5. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 93 с.
6. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: Террейновый анализ // Геотек-тоника. 1998. №2. С. 16–28.
7. Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1981. V. 78. P. 279–297.
8. Mirofanov F.P. (ed.) Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Apatity. 1995. 145 p.

Соотношение разновозрастных структурных планов в полиэтапно развивающихся объемах земной коры (северо-запад Кольского региона)

Длительная полиэтапная тектоническая эволюция древних комплексов, слагающих значительные объемы земной коры, определяет формирование, как правило, весьма сложной интегральной структуры толщ, состоящей обычно из разновозрастных структурных элементов. Последние, объединяясь в структурные парагенезы или их ансамбли, в совокупности составляют структурный план того или иного этапа или стадии эволюции, отвечающий определенным тектоническим, кинематическим и термодинамическим условиям, а также геодинамической обстановке соответствующего времени.

Помимо традиционно решаемых вопросов разделения структурных элементов по возрасту и условиям формирования, их корреляции и привязки к датированным термодинамическим событиям, существует целый ряд аспектов соотношения и взаимодействия структурных планов, пока еще слабо освещенных в литературе. Эти аспекты затрагивают вопросы унаследованного развития структуры от этапа к этапу или, наоборот, избирательности при повторной активизации некоторых из более ранних ее элементов, влияния прежде сформированных структурно-вещественных неоднородностей на вновь возникающее поле напряжений, на кинематику движений и на характер результирующих картин деформационных полей. По сути, от решения этих вопросов зависит наше понимание особенностей протекания тектонических деформаций и связанных с ними вещественных преобразований в иерархически структурированных средах, влияния этой структурированности на характер проявления полей напряжений и деформации при полиэтапной эволюции некоторых объемов земной коры.

Исследования в пределах геопространства Кольской сверхглубокой скважины и в смежных районах, с акцентом на изучение природы разномасштабных структурно-вещественных неоднородностей коры, позволяют осветить некоторые принципиальные моменты вышеперечисленных аспектов проблемы. В этом регионе пространственно совмещены комплексы архея (кольская серия), нижнего протерозоя (печенгский комплекс) и верхнего рифея (гиперборейский комплекс полуостровов Рыбачий и Средний), а основные события тектогенеза проявлены на рубеже архея и протерозоя, в карельскую, байкальскую и каледонскую эпохи. Также имеются некоторые признаки тектонической активизации древней структуры в пред- и постледниковый периоды. Сформирован-

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

ные на каждом из этих этапов элементы региональной структуры, а также структурные планы названных комплексов в целом, в значительной степени определялись движениями по линейным зонам, совпадающим с границами крупнейших блоков Кольского региона.

Сложная, полистадийная разрывно-складчатая структура кольской серии, созданная на позднеархейском этапе, в целом характеризуется преобладанием северо-западных простираний ее важнейших составных элементов. Она включает две системы изоклиналильных складок, с ранней из которых связано формирование доминирующей деформационно-метаморфической расслоенности, наложенной на слоистость, а со второй – приведение этой расслоенности в крутое залегание. Преимущественное развитие крупных складчатых форм этой генерации в полосе, примыкающей к зоне Воронье-Колмозерской системы разломов на границе Кольско-Норвежского и Мурманского блоков, позволяет связывать их формирование именно с этим линейным элементом. С последним также сопряжена многоярусная система пологих надвигов, сформировавших отчетливый фронт вдоль его простирания и нарушающих крутое залегание расслоенности толщ мигматито-гнейсов. Перемещение масс по надвигам происходило от названного линейного элемента в юго-западном направлении и сопровождалось левосдвиговой компонентой. Поверхности сместителей этих надвигов фиксируются зонами высокотемпературной бластомилонитизации уровня амфиболитовой фации и отмечены синхронным локализованным обособлением субгоризонтальных тел плагиомусковитовых пегматитов. Эти нарушения относятся нами к разряду вязкопластичных разрывных зон.

Структурный план раннепротерозойского этапа, резко дискордантный по отношению к позднеархейскому плану, был сформирован в две крупные стадии, различающиеся по геодинамическим обстановкам: ранняя – в условиях сдвигового растяжения (транстенсии), поздняя – в условиях сжатия на фоне сдвига (транспрессии). Первая ситуация нашла отражение в системах многочисленных даек кварцевых метадолеритов, считающихся комагматами вулканитов Печенгского комплекса, прорывающих архейский гранито-гнейсовый субстрат. Дайки метадолеритов имеют крутое падение при северо-восточном простирании и без видимых смещений пересекают складки, сланцеватость, полосчатость гнейсов и мигматитов, тела плагиогранитов, часто ветвятся по простиранию и сливаются друг с другом, разделяя гнейсовый субстрат на удлиненные линзовидные блоки разных размеров. Смена режима транстенсии на транспрессию отмечена внедрением более поздних даек пикритодолеритов, пересекающих тела кварцевых метадолеритов, которые имеют пологое, преимущественно к югу, падение и в плане образуют отчетливые кулисные ряды. В кинематическом смысле такое их расположение отвечает надвижению толщ с юга на север (в сочетании с левосдвиговой компонентой) и условно синхронизируется с формированием систем надвигов в пределах Печенгской структуры.

Выразительность северо-восточного структурного плана усиливается при формировании на поздней стадии многочисленных зон наложенного расщепления уровня зеленосланцевой фации метаморфизма, образующими ветвистую, иерархически построенную систему этого направления, очевидно соответствующую хрупкопластичным разрывным нарушениям. Гранито-гнейсы архейского субстрата при этом диафторируются и превращаются в хлорит-серицитовые сланцы–тектониты, которые иногда бывают наложены и на зоны высокотемпературных бластомилонитов позднеархейского этапа заложения. Они также накладываются на дайки метадолеритов и пикрито-долеритов начала раннепротерозойского этапа, пересекая их, часто со смещением, и превращая дайковый субстрат в хлорит-эпидотовые сланцы. При этом по большинству протяженных зон северо-восточного простираения устанавливаются праводвиговые смещения (некоторые с амплитудой более километра), а по оперяющим их субширотным зонам – леводвиговые подвижки.

События позднепротерозойского этапа с завершающим байкальским тектогенезом в полном объеме проявлены в гиперборейском комплексе верхнего рифея на полуостровах Рыбачий и Средний. Они выражены в пологом перемещении масс по системам субпослойных срывов и надвигов, дивергентно-симметричным относительно разлома Троллфиорд–Рыбачий–Кильдин, разделяющего эти два полуострова. На Рыбачем перемещения происходили в северном направлении, а на Среднем – в южном, в сторону материка. Одновременно они сопровождалась леводвиговыми смещениями по этому разлому, что привело к формированию систем складок и кливажа (преимущественно на Рыбачем) северо-северо-западной ориентировки. С самим разломом и оперяющими его более мелкими разрывами связано обособление кварц-кальцитовых жил со свинцово-цинковой минерализацией. Позже по этому разлому происходили и праводвиговые смещения, о чем могут свидетельствовать эшелонированно оперяющие его дайки долеритов субмеридиональной ориентировки.

Следы проявления тектонических движений байкальского времени отчетливо устанавливаются в кольской серии архея, а также, предположительно, в печенгском комплексе. В гранито-гнейсах архея установлены многочисленные зоны хрупкого разрывообразования, как пологие, почти субгоризонтальные, так и крутые, субвертикальные северо-восточного и субширотного простираения. Они обычно бывают выражены зонами брекчирования, грубого развальцевания, повышенной трещиноватости субстрата, отмечены низкотемпературным гидротермальным изменением пород, интенсивно проработаны растворами, принесшими окислы железа. С некоторыми из них бывают связаны обособления кварц-кальцит-баритового жильного материала, несущего рудную галенит-сфалеритовую минерализацию. Они проявлены в рассматриваемой области дискретно, чаще всего наследуют отдельные структурные неоднородности предшествующих этапов, оказываясь приурочен-

ными к разным структурным ситуациям: к отдельным тектонизированным контактам даек метабазитов, к зонам высокотемпературных бластомилонитов, к зонам наложенного зеленосланцевого диафтореза и рассланцевания. Вероятно, именно эти пологие хрупкие разрывные нарушения фиксируются на сейсмических профилях как четкие субгоризонтальные поверхности и отражающие площадки как в архейском гранито-гнейсовом фундаменте, так и в метавулканитах печенгского комплекса.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 97-05-64443 и в рамках Проекта 408 Международной программы по геологической корреляции ЮНЕСКО.

Е.Е.Мусатов¹

Материковые окраины атлантического и тихоокеанского типов: геодинамические границы, сходства и различия морфоструктуры

Определения границ материковых окраин обычно проводятся в геоморфологическом [7, 8, 11, 17, 20, 21], геологическом [1, 16, 18, 19, 22, 24] и геодинамическом [3, 5, 6, 9, 12, 13, 14, 25] смыслах.

В геоморфологическом плане внешние и внутренние границы зон перехода устанавливаются по крупнейшим тыловым швам осредненной кривой поверхности литосферы, совпадающим с подножиями горных систем и континентальных склонов.

В геологическом смысле зоны перехода совпадают с областями обширных мезозойско-кайнозойских трансгрессий, заливавших, помимо шельфов, огромные пространства суши вплоть до водораздельных участков платформ и подножий возрожденных древних орогенов.

В геодинамическом отношении справедливо проведение верхней границы зон перехода по внешнему поясу пограничных орогенов, щитов, выступов складчатых оснований платформ и других подобных морфоструктур, оконтуривающих «древние ядра» континентов. Нижняя граница транзиталей совпадает с материковыми подножиями (включая конусы выноса, краевые плато и ряд микроконтинентов), в случае пассивных окраин, и внешними бортами глубоководных желобов, в случае активных зон перехода. Последние трактуются именно в таком «расширительном» смысле и занимают как периферии континентов, так и значительные площади дна Мирового океана. Обращает на себя внимание то,

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

что все активные транзитали, выраженные в рельефе чаще всего окраинными морями, кордильерами и глубоководными желобами, приурочены (за исключением Зондской дуги в Индийском океане и Южно-Сандвичевой и Южно-Антильской дуг в Атлантическом океане) к Тихоокеанскому огненному кольцу, т.е. расположены по периметру самого древнего океана планеты.

В общем случае, современные сейсмичность и вулканизм тем активней, чем больше амплитуды рельефа, глубины желоба и чем моложе возраст складчатости обрамляющих орогенов и возраст новейших осадков в окраинных морях. В то же время, пассивные окраины, представленные шельфами, материковыми склонами и подножьями [20], обрамляют более молодые океанические плиты. Различия их морфоструктуры обусловлены как длительностью существования этих транзиталей (т.е. возрастом океана), так и геологическим строением периферийных частей континентов. В этом плане все зоны перехода Атлантического и Индийского океана представляют собой зрелую стадию развития материковых окраин. Зоны перехода Атлантического бассейна (включая Норвежско-Гренландский и Евразийский сегменты Северного Ледовитого океана) представляют собой юную стадию развития континентальных окраин и отличаются рядом уникальных особенностей по своему геолого-геоморфологическому и тектоническому строению.

К ним относятся [2, 10, 15]: уникальная площадь шельфов (превосходящая площадь прилегающих океанических котловин); исключительно расчлененный палеорельеф, погребенный под чехлом новейших осадков; огромные мощности осадочных чехлов (до 18–22 км); наличие краевых шельфовых поднятий, где выходят кристаллические и складчатые докембрийские, каледонские, герцинские и киммерийские комплексы; широкое развитие компенсированных седиментацией позднедевонско-раннемеловых рифтов, наследуемых переуглубленными позднемеловыми–кайнозойскими грабенами, которые, наоборот, нередко недокомпенсированы осадконакоплением; наличие окон «безгранитной» коры; повышенная сейсмичность (с магнитудами землетрясений до 5–7 баллов), особенно во флексурно-разломных зонах континентальных склонов и в бортах рифтогенных грабенов; широкое проявление мезозойского траппового магматизма; наличие сложной сети нормальных сбросов и сбросо-сдвигов, оперяющих борта грабен-рифтов, а также ряда крупномасштабных надвигов и шарьяжей со значительными амплитудами горизонтальных перемещений масс земной коры.

Арктический бассейн является самым молодым («зародышевым») океаном планеты, где самая древняя аномалия (24) [23, 25] соответствует лишь среднему палеоцену. В то же время, спрединг в Атлантическом и Индийском океанах осуществлялся как минимум с поздней юры, и, видимо, именно разницей в возрасте океана следует объяснять различия геолого-геоморфологического и тектонического строения. Таким образом, есть весомые основания полагать, что и все зоны перехода пассив-

ного типа (включая окраины Атлантического, Индийского и Южного океанов, где горсты краевых шельфовых поднятий чаще всего погребены в виде выступов акустического фундамента под осадочными чехлами) в мезозое проходили ту же раннюю стадию развития, что и арктические транзитали в кайнозое.

В целом, вслед за И.С.Граumberгом [4], можно констатировать, что самый древний океан планеты (Тихий) обрамляется активными транзиталями с наименьшим стратиграфическим диапазоном осадочного чехла, а самые молодые сегменты Мирового океана – древними зонами перехода. Такие закономерности не могут быть случайными и отражают, видимо, неоднородности гравитационной сегментации вещества Земли в системах «материк-океан».

Литература

1. Айнемер А.И., Кошкин Г.И. Россыпи шельфовых зон. Л.: Недра, 1982. 263 с.
2. Безматерных Е.Ф., Сенин Б.В., Шемелов Э.В. Осадочный чехол Западно-Арктической металлатформы. Мурманск: НИИМоргеофизика, 1993, 184 с.
3. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.
4. Граumberг И.С., Лопатин Б.Г., Погребицкий Ю.Е. Новое в геологии арктических морей СССР // Вестн. АН СССР. 1981. № 2. С. 84–90.
5. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1977. 247 с.
6. Кунин Н.Я. Строение литосферы континентов и океанов. М.: Недра, 1989. 288 с.
7. Ласточкин А.Н. Рельеф земной поверхности. СПб.: Недра, 1991. 346 с.
8. Литвин В.М. Морфоструктуры дна океанов. Л.: Недра, 1987. 276 с.
9. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезозойско-кайнозойской геодинамике // Геотектоника. 1991. № 1. С. 3–20.
10. Ласточкин А.Н., Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е. и др. Морфоструктура и переходные зоны Арктического океана // Геоморфология зон перехода от континента к океанам. М.: Наука, 1992. С. 79–83.
11. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 492 с.
12. Погребицкий Ю.Е. Эндогенная дифференциация вещества в геодинамической системе Северного Ледовитого океана. М.: Наука, 1984. С. 11–25 (Докл. 27-й сес. МГК; Т. 4).
13. Погребицкий Ю.Е. Переходные зоны «материк–океан» в геодинамической системе Северного Ледовитого океана. // Геология Арктики. М.: Наука. С. 29–37 (Докл. 27-й сес. МГК; Т. 7).
14. Пуцаровский Ю.М. Спрединг, разломы и магматизм в океанах // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 4–10.
15. Сенин Б.В., Шитлов Э.В., Юков А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану // Мурманск: Мурман. кн. Изд-во, 1989. 278 с.
16. Строение и нефтегазоносность континентальных окраин / А.И.Волков, А.А.Гагельганц, А.Ю.Юков и др.. М.: Недра, 1981. 250 с.
17. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океана. М.: Недра, 1987. 239 с.
18. Хашн В.Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.

19. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
20. Хаин В.Е. Мегарельеф Земли и тектоника литосферных плит // Геоморфология. 1989. № 3. С. 3–15.
21. Хольтедаль Х. Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов. // Рельеф и геология дна океанов. М.: Мир, 1964. С. 171–186.
22. Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability (eds. M.S. Stoker, D. Evans, A. Cramp). G.B., London, 1998. Geol. Soc. Spec. Publ. № 129. 355 p.
23. Kristoffersen Y. On the Tectonic Evolution and Paleooceanographic Significance of the Fram Strait Gateway // Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic (eds. U. Bleil, J. Thiede). Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 63–76.
24. Paleogeographic Atlas of the Shelf Regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic (eds. M.N. Aleksseev, I.S. Gramberg, Yu.M. Pustcharovsky). G.B., Robertson Group Rlk., 1991. V.2. 201 p.
25. The Arctic Ocean Region (eds. A. Grantz, L. Jahnson, J.F. Sweeney). Boulder, Colorado, Geol. Soc. of Amer., The Geology of North America. V. L. 503 p.

Ю.Е. Мусатов¹

О связи избыточных напряжений сжатия с областями неотектонических поднятий

Одним из основных направлений в изучении новейшей и современной геодинамики Земли и ее геосфер является установление корреляционных связей между напряженным состоянием недр, реологическими характеристиками конкретных горных пород и вещества геосфер в целом, геофизическими полями. Для верхних частей земной коры к этому общему перечню безусловно добавляются сведения о скоростях и горизонтальных градиентах скоростей новейших тектонических движений, геоморфологические данные. Последнее, вероятно, справедливо и для земной коры вообще (учитывая «зеркальный» в первом приближении характер соотношений между гипсо- и батиметрическими отметками земной поверхности и глубинами до подошвы коры), а, возможно, в значительной степени и для литосферы, или до той глубинной геоповерхности, где предполагается изостатическая компенсация, т.е. до глубины поверхности глобальной изостатической компенсации [1]. Наиболее глубинные латеральные неоднородности проявляются на поверхности Земли, скорее всего, в первую очередь через аномалии поверхности геоида на гармониках низких порядков.

При рассмотрении напряженного состояния верхних, близповерхно-

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

стных горизонтов земной коры обращает на себя внимание приуроченность повышенных избыточных (обычно трактуемых как тектонические) напряжений горизонтального сжатия (с примерно горизонтальным положением оси – σ_3) к областям неотектонических поднятий вне зависимости от их генезиса, принадлежности к тому или иному геоструктурному типу, возраста выведенных на поверхность денудационного среза пород. Это может быть объяснено несколькими причинами, вероятно, действующими совместно.

Во-первых, это может быть связано с «выносом» в ходе поднятия накопленных на глубине горизонтальных напряжений сжатия за счет геостатического давления [8]. Последние рассчитываются по формуле:

$$\sigma = -\rho g H \frac{1}{1 - \nu},$$

где ρ – средняя плотность вышележащих пород; H – их мощность; g – ускорение свободного падения на данной глубине; ν – коэффициент поперечных деформаций (Пуассона) вещества данного слоя.

Во-вторых, сами новейшие поднятия могут обуславливаться уже существующими повышенными величинами избыточного сжатия, как это предполагается, например, для Хибинского и Ловозерского массивов на Кольском полуострове [6]; речь в данном случае идет о выжимании блоков вверх (в сторону отсутствия упора) силами бокового давления. В определенной мере это может влиять и на увеличение мощностей земной коры под поднятыми блоками. Поскольку возможности перемещения вещества внутри литосферы (а любые смещения – деформации, как пластические, так и хрупкие, разрывные – ведут к «снятию», разгрузке, релаксации во всяком случае некоторой части накопленных напряжений в данном направлении) в вертикальном направлении превосходят таковые в горизонтальном, коэффициенты горизонтального распора в поле действия тектонических сил (напряжений) обычно больше коэффициентов вертикального распора. Поэтому же, наверное, вблизи зон сейсмоактивных разломов регистрируются сравнительно небольшие величины накопленных напряжений, во всяком случае, уступающие таковым в центральных частях необлоков [4].

В-третьих, области неотектонических поднятий достаточно часто связаны с максимумами изостатических аномалий поля силы тяжести. Наиболее ярко это проявляется в приуроченности изостатических максимумов к островным дугам, а изостатических минимумов – к глубоководным желобам. Возможной причиной значительных отклонений состояния литосферы от изостатической скомпенсированности является интенсивное горизонтальное тектоническое сжатие (ось $\pm\sigma_3$ является горизонтальной и ориентирована вкрест простирания главных тектонических структур). Оно определяет примерно вертикальное положение оси $\pm\sigma_1$ (растяжения или минимального сжатия); за счет последнего происходят

поднятия одного блока выше уровня изостатического равновесия (изостатические максимумы) и опускания другого ниже этого уровня (изостатические минимумы) [7]. Этим и обуславливается обычный наклон сейсмофокальных зон (сам наклон соответствует направлению максимальных касательных напряжений τ_{\max} , практически всегда «ответственных» за развитие хрупких, разрывных деформаций за счет меньших значений пределов прочности любых материалов и горных пород на сдвиг (скол), чем на отрыв при растяжении или на разрушение при сжатии) от изостатических минимумов (глубоководных желобов, предгорных прогибов, в ряде случаев материковых и океанических плит) в сторону изостатических минимумов (островных дуг, складчатых и глыбовых хребтов).

Наконец, в случаях магматогенных поднятий избыточное (тектоническое) сжатие должно быть связано с внедрением дополнительных порций вещества в ранее сформированную гипергенную оболочку (по: [5]). К дополнительному сжатию ведут и термальные напряжения, связанные с увеличением теплового потока (как конвективного, так и кондуктивного): при термальном расширении возникают напряжения сжатия, при термальном уменьшении объемов – растяжения; последнее определяет образование конседиментационных трещин отрыва (образующихся только при положительных напряжениях по оси $+\sigma_1$, т. е. при реальном растяжении) в магматических породах при их охлаждении и кристаллизации.

Время релаксации упругих растяжений в горных породах решающим образом зависит от значений их эффективной вязкости (η) и модуля упругости второго рода (модуля сдвига, q), рассчитывается по формуле: $t = \eta/q$. Предполагаемые средние значения q для осадочно-вулканогенного, гранитно-метаморфического и гранулитобазитового слоев континентальной коры составляют, соответственно: $1,5 \cdot 10^{11}$, $3 \cdot 10^{11}$ и $4,2 \cdot 10^{11}$ дин/см² [3], значения η очень сильно зависят от величин максимальных касательных напряжений τ_{\max} (повышение последних ведет к резкому, на порядок и больше, возрастанию значений τ_{\max}); для гранитов, например, при τ_{\max} в 150 кГ/см^2 (довольно распространенные значения для, скажем, близповерхностных частей коры в пределах докембрийских щитов) они составляют порядка 10^{20} П (дин/см²·с), но в более глубоких горизонтах литосферы они должны быть значительно больше (во всяком случае, хотя бы за счет возрастания горного давления, т. е. геостатических причин), так что для литосферы в целом они оцениваются в 10^{23} П [9], а для вещества астеносферы (или для того глубинного горизонта, где предполагается изостатическая компенсация вышележащих масс) по данным измерения скоростей гляциоизостатических компенсационных поднятий – порядка 10^{22} П. Вероятнее всего, именно пониженные значения η в породах платформенных чехлов (в том числе за счет их обводненности) определяют то, что поле напряжений в их объемах в первом приближении обуславливается гравитационными (геостатическими) на-

пряжениями (избыточные напряжения отмечаются лишь в погруженных высокопрочных слоях) в отличие от областей щитов, складчатых фундаментов, где практически всегда регистрируются избыточные напряжения.

Таким образом, характерное время накопления и релаксации тектонических напряжений в литосфере составляет порядка первых десятков тысяч лет ($1 \text{ год} \approx 10^7 \text{ с}$). Общее соответствие плана современных тектонических напряжений неотектоническому плану (при продолжительности новейшего этапа порядка первых десятков миллионов лет) заставляет предполагать унаследованность избыточных напряжений и вызываемых ими движений в течение всего новейшего этапа и отказаться от гипотезы о колебательных движениях, например, при объяснении «парадокса скоростей» тектонических движений (скорости современных движений по данным геодезических измерений оказываются на порядок выше, чем скорости новейших, реконструируемых геоморфологическими методами).

Вышеизложенное также свидетельствует скорее не в пользу гипотезы о связи резкого глобального преобладания современных тектонических напряжений сжатия с современным же процессом уменьшения радиуса Земли, т.е. с отрицательной пульсацией [11]. Приуроченность избыточного сжатия к областям молодых поднятий может объясняться и активизацией процессов глубинного разуплотнения вещества (постепенного перехода от преобладания процессов дегазации верхней мантии к преобладанию процессов ее селективного плавления) [2, 10] на протяжении геоморфологического этапа истории Земли, т.е. течение мезозоя–кайнозоя.

В докладе приводятся данные о распределении тектонических напряжений и геофизических параметров в различных неотектонических структурах северо-восточной части Балтийского щита и смежных шельфовых областей.

Литература

1. *Артемьев М.Е.* Современное состояние проблемы изостазии // Структура и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 216–252.
2. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
3. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
4. Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука, 1985. 173 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 399).
5. *Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.
6. *Кошечкин Б.И.* Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
7. *Кропоткин П.Н.* Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 5–31.
8. *Марков Г.А., Савченко С.Н.* Напряженное состояние пород и горное давление в структурах гористого рельефа. Л.: Наука, 1984. 140 с.
9. *Орленок В.В.* Физические основы эволюции перисферы Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 248 с.
10. *Хосино М.* Морская геология. Пер. с японск. / Под ред. И.К. Туезова, 1986. 432 с.
11. *Hast N.* Global measurements of absolute stresses // Philos. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A. 1973. V. 274, № 239.

Геодинамическая радоновая сеть: первые результаты

Применение эманационных полей (радона и торона) в геодинамических исследованиях общеизвестно. Ряд авторов сообщает об изменениях радона перед сейсмособытиями, например [1]. Создается сеть датчиков для изучения приливных процессов [2]. Начиная с ноября 1997 г. на территории Краснодарского и Ставропольского краев нами проводится непрерывный мониторинг радона в почвенном воздухе как в подземных выработках, так и на поверхности.

В качестве примера в докладе приводятся часовые и суточные изменения почвенного радона (полупроводниковый датчик французского производства расположен в северных предгорьях Кавказа в 30 км от Геленджика). Изменения концентрации радона также изучаются с помощью твердотельных пленочных детекторов (SSNTD), накапливающих альфа-треки за время экспозиции. Показаны вариации радона, полученные разными датчиками. В результате работы подземных детекторов были обнаружены пики на фоне суточной кривой изменения радона за 9 ± 1 сутки перед региональными землетрясениями. Подобные всплески, более статистически выраженные, были нами обнаружены в изменениях были нами обнаружены в изменениях низкофонового гамма-поля в подземной штольне в Тбилиси [3] с тем же временным интервалом перед землетрясениями, удаленными не далее 200 км.

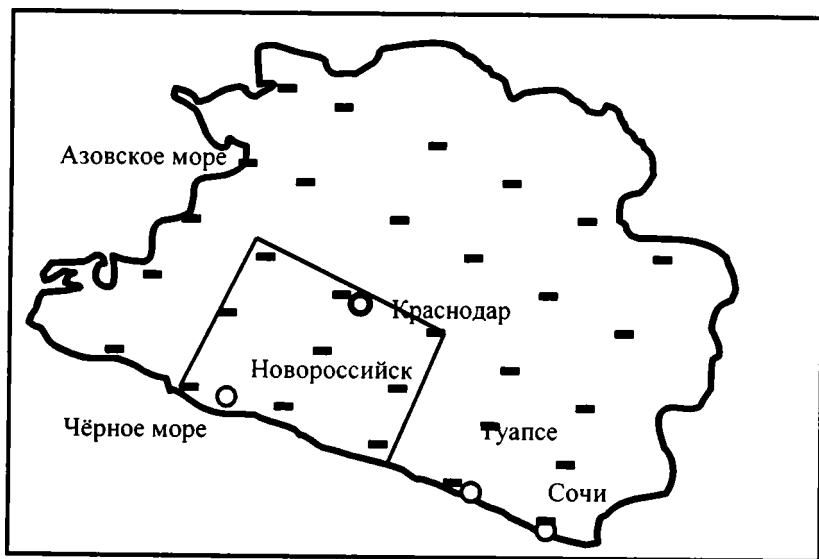
Таким образом, сеть подземных пунктов с шагом 200 км может дать сигнал о готовящемся сейсмособытии и по пересечению площадей чувствительности примерно указать регион. Датчики радона, работающие на поверхности, такой информации не давали. Изменения в связи с сейсмичностью происходили в месячном разрезе, т.е. повышение среднемесячной концентрации радона в почве совпадало с повышением сейсмичности. Причем результаты были аналогичны как для электронных методов регистрации так и для пассивных твердотельных детекторов.

На сегодняшний день пики активности радона в часовом разрезе прямо не коррелируют ни с атмосферными процессами, ни с земными (хотя источник таких периодических изменений, конечно, должен быть). Однако нами накоплен большой опыт радонового картирования геодинамических зон с целью определения разломов, изучения оползней, карстово-суффозионных процессов и т.д. В случае равномерного распределения по изучаемой территории датчиков радона после математической обработки получались поля напряженно-деформированных состояний недр.

¹ Научный центр естественной радиоактивности (НЦЕР) ГЕЯ, Краснодар, Россия

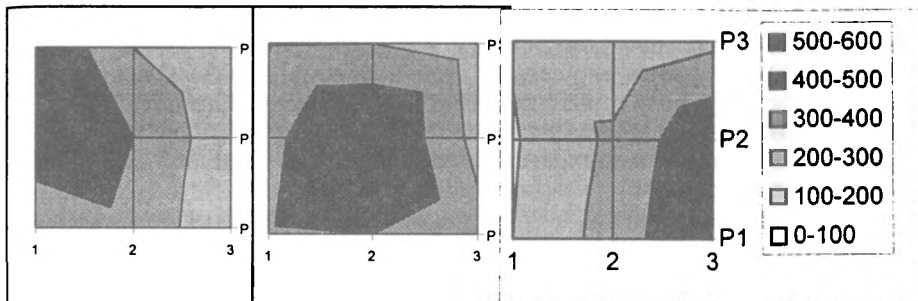
Учитывая этот опыт работ, мы начали создавать сеть электронных датчиков почвенного радона на территории Краснодарского края. В случае ее реализации планируется получать совместно с данными подземных пунктов, дающих время и примерный регион сейсмособытий, полную картину геодинамических процессов, направление их активизации, рост и затухание напряженно-деформированных состояний. При временных интервалах около нескольких минут такая сеть даст возможность изучать приливные процессы.

Датчик представляет собой трубку диаметром около 50 мм и длиной 500 мм, открытую с одной стороны. Датчики закапываются на глубину 1 м, питание от батарей, автономность работы – до 1 мес. без смены источника питания. Информация сбрасывается на переносной компьютер. Временной интервал счета альфа-частиц от радона (торон не успевает диффундировать к детектору) может быть выставлен от 1 мин до 1 ч. Датчик, помимо альфа-активности, измеряет с точностью до 0,1°C температуру почвы. Обычно используем частоту набора, равную 1 ч. Шаг размещения в сети – 50 км. Размещение датчиков на территории Краснодарского края показано на рис. 1. Квадратом обведен регион, с которого уже получены первые результаты. Сбор информации осуществляется раз в месяц путем объезда пунктов и сбрасывания информации на переносной компьютер. Обработка информации производилась на базовом компьютере в НЦЕР.



Первые результаты показывают возможность наблюдения перемещения напряжений в земной коре (аналогично данным метеорологов о пе-

ремещении барических полей). На рис. 2 в качестве примера показано изменение потоков радона (соответственно, напряжений коры) со временем (три дня наблюдений) и движение опасных зон на юг, в сторону Черного моря, где действительно произошло землетрясение. В докладе приводятся результаты нескольких таких перемещений активности. Эти результаты мы пока относим к предварительным, однако, если они надежно подтвердятся, учитывая дешевизну датчиков, их полную автономность, возможность телеметрии, достаточное произвольное размещение и т.д., эта сеть может полностью заменить, например, измерение уровней воды в скважинах, так как в [2] указывается связь изменений почвенного радона с гидрообстановкой под ним.



Литература

1. Monnin M.M., Seidel J.L. Radon in soil-air and in groundwater related to major geophysical events // Nuclear Instruments and Methods. 1992. A 314. P. 316–330.
2. Гармский геофизический полигон. М.: Гарм, 1990. 199 с.
3. Буачидзе Г.И., Невинский И.О., Цветкова Т.В. Особенности поведения гаммафона в период землетрясений Кавказского региона // Физика Земли. 1990. №9. С. 55–56.

Г.Е.Некрасов¹

Тектоническая природа структур Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна реки Укэляят и вопросы геодинамики допозднепалеозойских океанических комплексов Запада Корякского нагорья

Утвердившиеся в последнее время представления [8, 11; и др.] о допозднепалеозойских океанических комплексах Запада Корякского наго-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН. Москва, Россия

рья как о фрагментах чуждых Верхояно-Чукотской континентальной окраине структур (в частности, – фрагментах островодужных и шельфовых структур Северо-Американской континентальной окраины), основаны, в значительной мере, на традиционных схемах, рассматривающих Корякско-Камчатский регион как асимметрично-зональное аккреционное сооружение, возникшее в результате последовательного причленения разновозрастных мезозойско-кайнозойских Тихоокеанских плит к Верхоянско-Чукотскому континенту.

Существующие материалы, однако, показывают, что это не бесспорно и может быть предложен иной подход в районировании представленных в данном регионе мезозойско-кайнозойских структур и, как следствие, иной вариант геодинамической интерпретации распространенных в западной части Корякского нагорья допозднепалеозойских палеоокеанических и островодужных комплексов.

Ключевым вопросом в решении этой проблемы является вопрос о тектонической природе структур Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна р. Укэлят.

На современном эрозионном срезе осевое место в разрезе этих структур занимают сложно деформированные образования субарктозойной формации мела–палеоцена [1, 7; др.], играющие по отношению к тектонически перекрывающим их палеоокеаническим и палеоостроводужным комплексам Корякского и Олюторско-Восточно-Камчатского поясов [3, 6, 7; и др.] роль автохтона. На Западной Камчатке, Срединном хребте и Камчатском перешейке эти терригенные породы классифицируются как отложения шельфа и континентального склона [1], в бассейне р. Укэлят также еще и как осадки континентального подножия [7]. Повсеместно, преимущественно на кампанском уровне, в них отмечаются маломощные прослои высокотитанистых базальтов, яшм и кремнистых пород [7, 9], образовавшихся во внутренних депрессиях [7], либо в зонах рифтогенеза [6].

В южной части Срединно-Камчатского хребта этот сложно деформированный комплекс облекает куполовидный выступ метаморфических пород, геодинамическая природа и возраст которых являются предметом постоянной дискуссии. В настоящее время практически всеми признается присутствие внутри метаморфического выступа древних кристаллических пород [6, 7, 10; и др.], однако в оценке их тектонической природы и роли в мезозойско-кайнозойской структуре Срединного хребта мнения расходятся. Значительная часть исследователей рассматривает выступы метаморфических пород в Срединно-Камчатском и примыкающему к нему Ганальском хребтах как реликты докембрийской континентальной коры, испытавшей в фанерозойский период развития несколько этапов ремобилизации и выплавки кислых магм, ставших причиной утонения континентальной коры и ее частичной базификации [10 и др.]. По мнению других, метаморфические комплексы Срединно-Камчатского хребта представляют собой экзотические блоки древних

сиалических пород, тектонически включенные в гетерогенный меланократовый фундамент мел-палеогеновых островных дуг в процессе ранне-поздне меловой аккреции [6, 7]. Мел-палеоценовые толщи Срединного хребта, Камчатского перешейка и р. Укэляят рассматриваются в рамках этих представлений в качестве образований задугового бассейна Ачайваямской дуги [3, 7; и др.]. Данные отложения фомировались, по мнению авторов этих представлений, на склоне и подножии меловой активной окраины Верхояно-Чукотского континента и с выступом метаморфических пород Срединного хребта генетически не связаны.

При всей очевидности, на наш взгляд, присутствия древних метаморфических пород в Срединно-Камчатском хребте, геодинамическая природа их, в целом, продолжает быть во многом дискуссионной. Что же касается представлений ряда авторов о задуговой природе мел-палеоценовых терригенных толщ Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна р. Укэляят, то уже на данной стадии изученности относительно этого можно заметить следующее.

Во-первых, эти представления противоречат данным о трансгрессивном залегании мел-палеоценовых толщ на метаморфических породах Срединно-Камчатского хребта [1, 10; и др.]. Эти данные, а также данные о существенно аркозовом составе мел-палеоценовых толщ указывают, что источником обломочного материала этих толщ служил скорее Срединно-Камчатский массив сиалических пород, а не сугубо меланократовые породы фундамента и чехла активной окраины Верхояно-Чукотского континента.

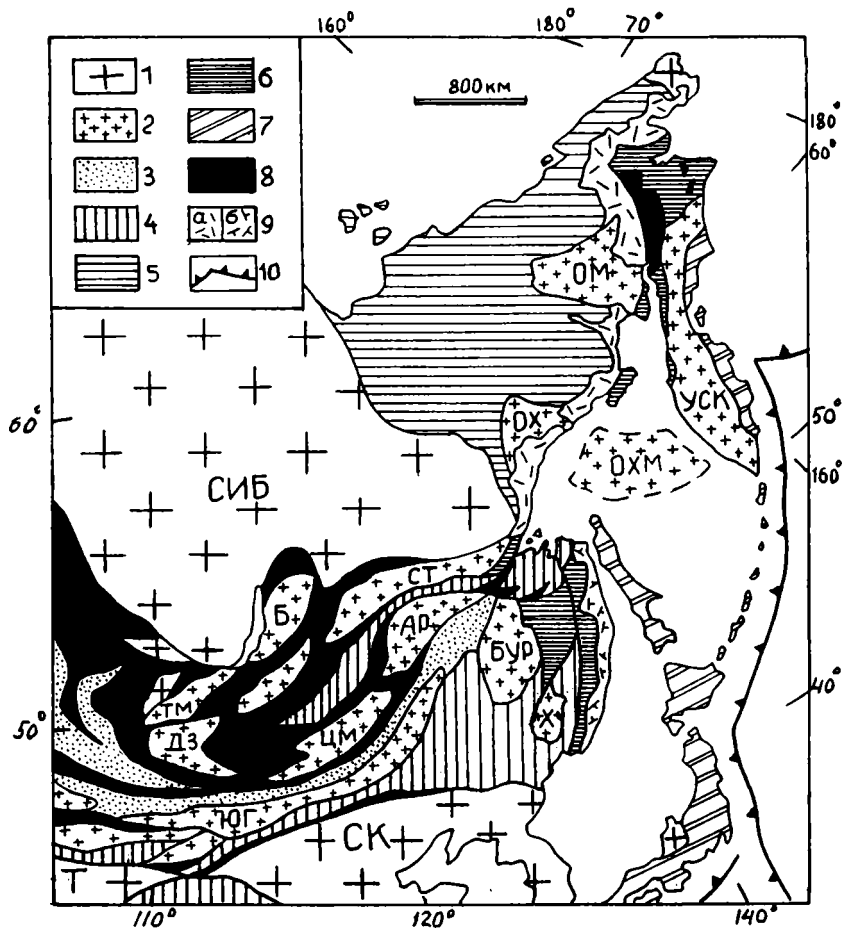
Во-вторых, эти представления, что еще более важно, не согласуются с характером тектонической зональности в пересечении Эконайская зона – бассейн р. Укэляят – Ватынский аллохтон. Анализ существующих схем [3, 5, 7; и др.] показывает, что в этом пересечении мел-палеоценовые разрезы бассейна р. Укэляят отделены от меловых туфо-терригенных разрезов Эконайской зоны (шельф и склон Верхояно-Чукотской активной окраины) позднеюрско-поздне меловыми разрезами янранайского океанического комплекса и, таким образом, маркировать Верхояно-Чукотскую окраину не могут. Сопоставление разрезов бассейна р. Укэляят с океническими разрезами янранайского комплекса свидетельствует о том, что, наряду с океаническими базальтами и кремнями, в последнем присутствует принципиально тот же, что и в разрезах бассейна р. Укэляят, комплекс аркозов, турбидитов и алевро-глинистых пород, роль которых увеличивается в янранайском комплексе в направлении нижних пластин, т. е. в направлении существенно терригенных разрезов бассейна р. Укэляят [3, 5, 7 и др.]. Дополнительно к этому, в некоторых публикациях [3] подчеркивается сходство терригенных пород нижней пластины янранайского комплекса с комплексом терригенных пород бассейна р. Укэляят, а также обращается внимание на уменьшение в последних аркозового материала в северном направлении, т.е. в направлении разрезов янранайского комплекса.

Подобная направленность в изменении состава осадков в разрезах январайского комплекса и бассейна р. Укэляят, а также характерное для тех и других разрезов сочетание базальтов, кремней, турбидитов и аркозов, свидетельствуют о формировании их в латеральном ряду структур, отвечающих океаническому ложу, подножию и, частично, склону обращенной в сторону Евразии Укэляят-Срединно-Камчатской пассивной континентальной окраины. Отложения собственно склона и шельфа этой окраины представлены, вероятно, в разрезах терригенных меловых пород Камчатского перешейка и Срединного хребта.

Это важное следствие в совокупности с данными о следах трансгрессивного перекрытия этими отложениями метаморфических пород Срединно-Камчатского выступа, а также сданными о присутствии в Срединной Камчатке, Камчатском перешейке и бассейне р. Укэляят однотипной 40 километров коры с плотностными характеристиками, близкими коре континентального типа, позволяют отнести мел-палеоценовые толщи всех перечисленных районов к образованиям чехла Укэляят-Срединно-Камчатского континентального блока земной коры, кристаллическая часть разреза которого выведена в Срединном хребте Камчатки.

Все вышесказанное ставит под сомнение представления о принадлежности Западно-Корякских допозднепалеозойских и вмещающих позднепалеозойско-раннемезозойских и позднемезозойских палеоокеанических структур к какой-либо из плит Мезопаифики. И те, и другие должны рассматриваться, скорее, как результат эволюции собственно Корякского палеоокеана, изначальная позиция которого определялась положением его между древними континентальными массами Сибирской и Омолонской плит и докембрийскими структурами, фрагментом которых является Укэляят-Срединно-Камчатский массив.

Присутствие среди допозднепалеозойских океанических комплексов фаунистически охарактеризованных пород позднего рифея – венда и венда – раннего кембрия [2], а также имеющиеся в нашем распоряжении [5] позднедокембрийские Pb-Pb термоизохронные датировки цирконов (1100 и 700 млн лет), из фундамента и метаморфизованного чехла реликтов островодужных структур, тектонически зажатых среди разрезов раннемеловых офиолитов Ганычаланского блока, показывают, что временные рамки начального этапа формирования Корякских палеоокеанических структур совпадают с возрастным интервалом формирования Палеоазиатского океана [4 и др.]. Это, а также положение этих палеоокеанических структур между Сибирским кратоном и группой южных массивов, в которую, по-видимому, входит и Укэляят-Срединно-Камчатский массив, позволяет предполагать, что допозднепалеозойские палеоокеанические комплексы Западной Корякии являются фрагментами океанической коры Корякского сектора Палеоазиатского океана.



Положение позднерифейско-раннепалеозойских океанических и островодужных комплексов в структуре Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов

1 – кратоны; 2 – микроконтиненты; 3–7 – покровно-складчатые пояса: 3 – байкальского, каледонского и герцинского, 4 – позднепалеозойско-раннемезозойского, 5 – позднеюрско-раннемелового, 6 – ранне-позднемелового и 7 – кайнозойского возрастов; 8 – океанические и островодужные комплексы позднерифейско-раннепалеозойского возраста; 9 – окраинно-континентальные пояса ранне-позднемелового (а) и позднемелового–палеогенового возраста; 10 – активная зона субдукции

Кратоны: СИБ – Сибирский, СК – Северо-Китайский, Т – Таримский; микроконтиненты: ОХ – Охотский, ОМ – Омолонский, ОХМ – Охотоморский, УСК – Укюлят-Срединно-Камчатский, Б – Баргузинский, ТМ – Тувино-Монгольский, ДЗ – Дзэбханский, ЮГ – Южно-Гобийский, ЦМ – Центрально-Монгольский, АР – Аргунский, БУР – Буреинский, Х – Ханкайский, СТ – Становой

Литература

1. *Гречин В.И.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // *Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах.* М.: Наука, 1979. С. 130–149.
2. *Иванов О.Н., Перцев А.Н., Ильченко Л.Н.* Докембрийские метаморфические породы Анадырско-Корякского региона. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. 62 с.
3. *Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И.* Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // *Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса.* М.: Наука, 1987. С. 132–159.
4. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* // *Геотектоника.* 1993. № 6. С. 3–32.
5. *Очерки тектоники Корякского нагорья.* М.: Наука, 1982. С.136–189.
6. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Тр. ГИН; Вып. 473).
7. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
8. *Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Аристов В.А., Евлевский Н.Л., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е.* Ордовикские отложения Ганычаланского террейна (Пенжинский кряж, Корякское нагорье) // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 1997. Т. 5, № 6. С. 73–84.
9. *Федоров П.И.* Геохимия вулканитов позднемеловых прогибов Северной Пацифики // *Палеовулканология в связи с геологическим картированием на северо-востоке СССР.* Магадан: СВ КНИИ. Магадан. 1991. С. 103–113.
10. *Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВГИ ДНЦ АН СССР, 1985. 185 с.
11. *Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко А.В., Игнатьев А.В., Чудов О.В.* Ганычаланский террейн Корякского нагорья // *Тихоокеан. геология.* 1992. № 3. С. 82–93.

В.М. Ненахов¹

Модель формирования раннеархейских ГЗО

К главным структурам гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) архея относятся зеленокаменные пояса (ЗП) и купола тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации.

Напомним основные особенности зеленокаменных поясов. Выделяется два их типа [3], которые в пределах конкретных структур соответствуют последовательным генерациям. Пояса первого типа (ЗП-1) известны с самого начала архея (~ 3,8 млрд лет), формировались на мафит-ультрамафитовом основании. Они характеризуются широким развитием надвиговых дислокаций, в их составе продукты денудации сиалической коры отсутствуют, а возраст пород близок возрасту ассоциирующих по-

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

род ТТГ-комплекса. Наиболее древние пояса второго типа (ЗП-2) известны начиная с 3,5 млрд лет и характеризуются признаками заложения на континентальном основании. В основании ЗП-2, залегающих на ЗП-1, устанавливаются несогласия [3]. Несмотря на сильные деформации, в последние годы для зеленокаменных поясов появилось большое количество сведений о тектонических соотношениях между отдельными членами зеленокаменных структур, что позволяет рассматривать ЗП в качестве «деформированных фрагментов сутурных поясов коллизионных систем, включающих СВК доколлизионных обстановок: континентально-рифтового, океанического и крайинно-континентального типов».

К.Конди [3] отмечает, что «зеленокаменные пояса в каждой из провинций озера Верхнего, Родезии, Йилгарн и Пилбары развивались автономно друг от друга и что они представляют собой останцы образований, некогда выполнявших самостоятельные бассейны». Это подтверждается многими современными исследованиями. Еще одной важной особенностью ЗП является преобладание ультраосновных и основных пород с уменьшением их доли вверх по разрезу поясов и замещением в этом направлении известково-щелочными и кислыми породами [3], а такая закономерность не может быть объяснена фактором шарьирования. Распространенность поясов бимодального и известково-щелочного типов различна [1], что однозначно свидетельствует о разном их происхождении. Если к перечисленным особенностям добавить параллельность, почти синхронность формирования ЗП и ассоциирующих с ними ТТГ-комплексов [3], то становится очевидным, что механизм субдукции и последующей коллизии не может удовлетворительно объяснить происхождение древних (> 3 млрд лет) ЗП.

Вторым важнейшим компонентом гранит-зеленокаменных областей архея являются ТТГ-серии, в связи с которыми также существует ряд проблем, одной из которых является то, что «наиболее древние датировки получены для комплекса серых гнейсов, а не для коматитов древних ЗП» [1]. Это согласуется с однонаправленным преобразованием океанической коры в континентальную. Сиалическая кора, как более плавучая, не подвергалась непосредственной деструкции (за исключением продуктов ее экзогенной дифференциации), в то время как океанская кора на протяжении истории Земли полностью деструктировалась в зонах погружения и обновлялась в зонах спрединга многократно.

Для ТТГ-ассоциаций характерны следующие особенности [3]: 1) древнейшие сиалические породы содержат включения супракрустальных образований, которые представляют собой фрагменты еще более древних ЗП; 2) во многих архейских провинциях документируются гранит-зеленокаменные образования двух или трех возрастных генераций с длительностью эпох их образования (включая магматическую активность, деформацию, метаморфизм, поднятие и эрозию) 50–100 млн лет; 3) структурная и петрохимическая неоднородность и парагенез с мигматитовыми комплексами; 4) отсутствие отчетливых интрузивных контак-

тов с породами ЗП; 5) распределение редких элементов характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ta, Ti, P; в распределении REE отмечается четкая фракционированность с положительным европиевым максимумом, что больше соответствует модели гранитизации, а не магматической эволюции; отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,701–0,703) указывают на генерацию за счет мантийного субстрата; ϵNd (+4, до -3) свидетельствуют о короткой коровой предыстории главным образом за счет материала мантии, а изотопные отношения кислорода ($\delta\text{o}^{18}=6-11$) отличаются от мантийных.

Структурный рисунок ГЗО объясняется «аккрецией к активным окраинам островных дуг, на которые последовательно надвинуты осадочно-вулканогенные ассоциации океанического и островодужного типов, последующим столкновением архейских континентов с образованием надвиго-поддвиговых ансамблей и реоморфизмом скученной коры с формированием гранито-гнейсовых куполов, деформирующих сутурные зоны» [4]. Это не объясняет главных особенностей ЗП-1 (их симметричный метаморфизм, полную вещественную и возрастную несопоставимость соседних фрагментов, субсинхронность с сопряженными ТТГ-куполами и сложную, лоскутную морфологию).

Краткий обзор проблем, связанных с происхождением ГЗО, позволяет сделать вывод о том, что с позиций тектоники литосферных плит многие из них не находят удовлетворительного решения. Механизм тессерообразования на Венере [5] позволяет предложить новую модель формирования протоконтинентальной коры на наиболее ранней стадии геологической истории Земли, которая включает четыре этапа.

I этап. Базитовая (коматиит-базальтовая) первичная кора формировалась в надплюмовом пространстве по механизму «горячих полей» [2], для которых осевой спрединг не был характерен. Магмовыводящими системами были разноориентированные пучки, рои и радиальные дайки разных генераций. Радиальное отодвигание коры, мощность которой не превышала первых километров, создавало эффект ее торшения в межплюмовом пространстве, увеличения мощности за счет пакетирования (1), частичного проседания торосов за счет гравитации (2) и затаскивания нисходящими потоками плюмов (3). Проседание (сагдукция) проявлялось в зонах тройного сочленения плюмов, где формировались призм торшения наибольшей мощности.

II этап. В основании призм торшения и килевидных оперяющих структур при их вертикальных мощностях ~ 60–80 км и латеральных размерах 100–300 км² происходило селективное плавление гидратированного базальт-грауваккового материала с образованием базальт-андезит-риолитовых серий и их излиянием на поверхность торосов. Механизм торшения и последующего частичного плавления субстрата торосов объясняет одну из особенностей ЗП – смену вверх по разрезу коматиит-базальтового материала андезит-риолитовым [3]. Выраженная в этом случае «бимодальность» объясняется визуальным преувеличением

доли базитовых магматитов за счет аллохтонных коматиит-базальтов первичной коры.

Тангенциальное сжатие в межплюмовых структурах объясняет вторую особенность ЗП – их весьма интенсивную деформированность. Быстрое (несколько миллионов лет) образование призм торощения объясняет субсинхронность ЗП и сопряженных ТТГ ассоциаций. Механизмом межплюмового торощения удовлетворительно объясняется петролого-геохимические и другие особенности серогнейсового комплекса, в том числе «мантийный» первоисточник и «короткую» коровую предысторию ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,701\text{--}0,703$; $\epsilon\text{Nd} = -3 \text{--} +4$), в сочетании с немантийной изотопией кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 6\text{--}11\text{‰}$). Призмы межплюмового торощения представляли собой ядра консолидации первичной сиалической коры (протодомены).

III этап. Образованные ядра, обладая относительной плавучестью, небольшими латеральными размерами и мощностью, сопоставимой с современной сиалической корой, дрейфовали, пока повторно не попадали в межплюмовое пространство действующих плюмов, где происходило их наращивание за счет аккреции или слипания с образованием тессероподобных структур. При достижении континентами латеральных размеров, превосходящих площади плюмов в 2–4 раза, т. е. порядка 1000–1200 км, становилось возможным их раскалывание в надплюмовом пространстве и формирование рифтогенных структур, а следовательно, и образование ЗП второй генерации. Появление ЗП-2 уже на рубеже 3,5 млрд лет [3] свидетельствует о том, что к этому моменту континенты достигли указанных размеров.

IV этап. Процесс куполообразования и формирования ТТГ-ассоциаций, исходя из модели межплюмового проседания, или сагдукции, включает несколько стадий. Их зарождение происходило с момента образования тороса в утолщенной гидратированной базитовой коре и продуктов ее экзогенного разложения. Вторая, наложенная, стадия куполообразования происходила при слипании (аккреции) первичных протодоменов и дальнейшем росте латеральных размеров протоконтинентов. Учитывая, что минимальный размер континентов, необходимый для развития осевого спрединга, – 1000–1200 км, можно сделать вывод, что для достижения такого размера должно произойти не менее трех актов слипания, а следовательно не менее трех циклов площадного куполообразования. Дальнейшее оформление куполов могло происходить уже в коллизионное постсубдукционное время как отражение действия тектоники литосферных плит. Этот процесс несет наложенный характер и проявляется вдоль линейных зон лишь с рубежа 2,7 млрд лет. Окончательное оформление куполов связано с реидной постстумной тектоникой, проявляющейся на всем последующем отрезке времени.

Литература

1. *Борукаев Ч.Б.* Тектоника литосферных плит в архее // Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. 59 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН; Вып. 825).
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
3. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
4. *Минц М.В.* Архейская тектоника миниплит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 4–19.
5. *Ненахов В.М., Сиротин В.И.* К геодинамике раннего архея (Тессеры Венеры – прообраз протоконтинентов?) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 1999. Вып. 8. С. 8–12.

А.М.Никишин¹

Тектоническая история Кавказско-Скифско-Черноморского региона в мезозое и кайнозое

Данная работа выполнялась большим коллективом исследователей (А.М. Никишин, А.С.Алексеев, Е.Ю.Барабоскин, С.Н.Болотов, А.В.Ершов, Л.Ф.Кобаевич, М.В.Коротаев, Б.П.Назаревич, Д.И.Панов, П.Л.Тихомиров, П.А.Фокин, П.Циглер, М.-Ф.Брунэ, С.Клутинг, Р.Стефенсон); при этом, естественно, использовались многочисленные работы других авторов. Итогом работы является составленный макет атласа палеогеографических и палеотектонических карт для Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления; также разработаны кинематические и динамические модели развития отдельных осадочных бассейнов и Кавказского орогена. Получена следующая рабочая схема эволюции региона в мезозое–кайнозое [1–3] (рисунок).

1. С конца перми до раннего карния крупная рифтовая система сформировалась в Скифско-Крымско-Мезийском регионе (рифты Кряжа Карпинского, Крыма, Добруджи и др.); одновременно формировался гипотетический микроокеанический бассейн Кюрэ-Сванетия. Рифтогенез проходил в ходе задугового растяжения; зона субдукции была южнее современных Понтидов. Но, пока реконструкции недостаточно обоснованы. В то же время рифтогенез имел место в Польском Троге и в других регионах Западной Европы и в Западной Сибири. В целом, начало триаса – крупнейшая рифтовая эпоха в Евразии.

2. С позднего карния до геттанга весь регион (Мезия, Скифия, Кавказ, Эльбурс, Понтиды и др.) был подвергнут орогению, которая сопровождалась связанным с субдукцией магматизмом, воздыманием Восточной Европы и инверсионной тектоникой в авлакогенах. Раннекимерийская орогения произошла в ходе закрытия гипотетического задугового бас-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

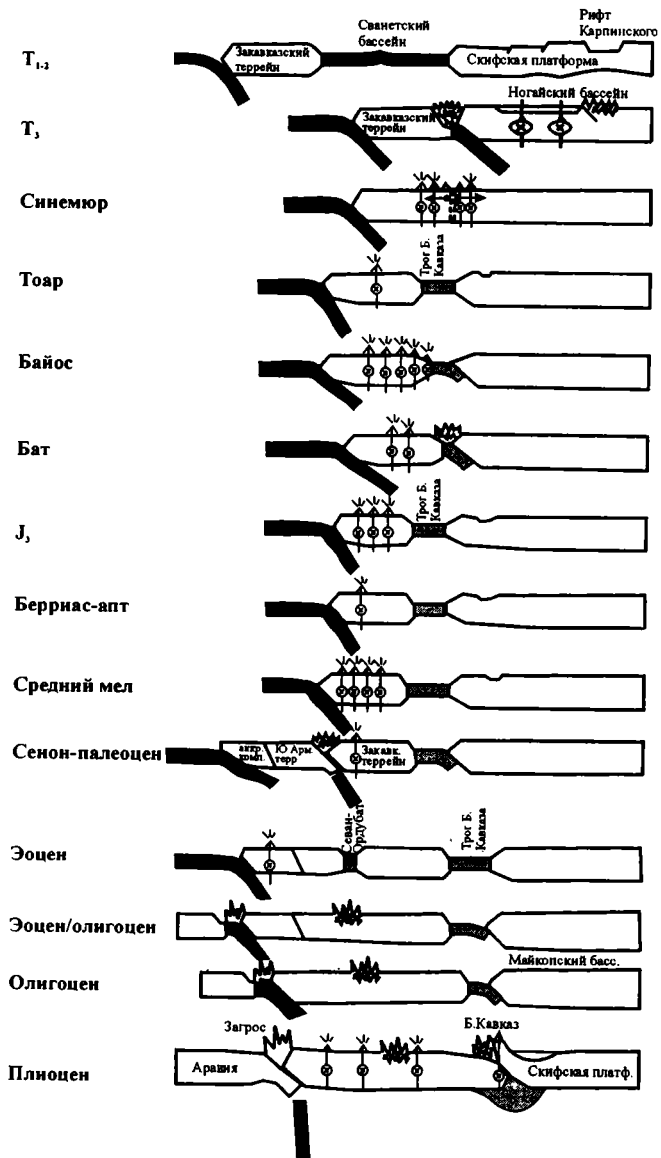


Схема эволюции Кавказского региона в мезозое-кайнозое.

сейна Кюрэ-Сванетия и коллизии континентальных террейнов Понтид, Закавказья и Эльбурса с южной окраиной Скифской платформы.

3. После орогении сформировалась новая субдукционная система южнее пояса Понтиды – Закавказье. Развитие этой субдукционной системы привело к раскрытию в синемюре – тоаре системы задуговых глубоководных рифтогенных бассейнов с утоненной континентальной корой (Большекавказско-Южно-Крымский и Добруджинский бассейны, рифты вдоль южной окраины Мезии и др.). Детально история рифтогенеза и утонения коры устанавливается для трога Большого Кавказа.

4. Во время позднего аалена – бата система лейасовых задуговых бассейнов испытывала полифазное задуговое сжатие в ходе средне–киммерийской орогении на фоне резкого усиления субдукционного вулканизма в байосе в Восточных Понтидах – Закавказье. Ааленско/байосское сжатие вызвало воздымание Восточных Понтид. Синкомпрессионная инверсия трога Большого Кавказа началась в байосе, продолжилась в бате и достигла кульминации у границы бата и келловея. Региональное погружение юга Скифской платформы в позднем аалене – байосе имело место по модели краевого флексурного бассейна, сопряженного с инверсированным Большекавказским орогеном. Предкелловейская средне-киммерийская орогения охватила большой регион, включая Добруджу, Крым, Большой Кавказ и Понтиды.

5. Во время келловея–титона имела место новая фаза задугового растяжения и рифтогенные задуговые бассейны образовались вдоль южной зоны Большого Кавказа – Южного Каспия, в Южном Крыму, в Добрудже, вдоль южного края Мезии. Развитие некоторых бассейнов сопровождалось базальтовым вулканизмом; растяжение в Южном Каспии привело к раскрытию океанической коры. Южнее бассейнов активно действовала вулканическая дуга.

6. На границе юры и мела (особенно в середине берриаса) поздне-киммерийское задуговое сжатие охватило большой регион (минимум от Карпат до Большого Кавказа). Оно проявилось в форме начала надвигообразования и флишенакпления в Карпатском бассейне, в инверсии Южно-Крымского (Яйлинского) и Добруджинского бассейнов, в пологой складчатости на Скифской платформе и в некоторой перестройке в троге Большого Кавказа.

7. Во время позднего берриаса – баррема регион подвергался слабым тектоническим напряжениям.

8. В апте и, особенно, в альбе широко проявились процессы рифтогенеза. При этом, вдоль Понтид (в современных координатах) – северного края современного Западно–Черноморского бассейна – Закавказья формировался магматический пояс; рифтогенез имел задуговую природу.

9. В сеномане–сантоне в ходе задугового растяжения в тылу вулканической дуги Среднегорье–Понтиды–Закавказье образовались Западно- и Восточно-Черноморские бассейны с океанической или сильно утонен-

ной континентальной корой; фаза растяжения имела место и вдоль трога Большого Кавказа.

10. Начиная с кампана до эоцена, в регионе господствовали субгерцинско–ларамийские обстановки сжатия и коллизии, происшедшие в ходе аккреции к Понтидам континентальных террейнов и перескока на юг зоны субдукции. В результате сформировался орогенный пояс от Родоп через Турцию в Закавказье. Фазы надвигания имели место вдоль северного борта трога Большого Кавказа. В области Скифской платформы проявились дифференцированные движения, в Донбассе имела место складчатость, а многие авлакогены Восточно-Европейской платформы испытали фазы инверсий; при этом, на Восточно-Европейской платформе произошла пологая общелитосферная складчатость.

11. В эоцене обстановки были разнообразными: Балканиды надвигались на край Западно-Черноморской впадины; в Турции–Закавказье имела место коллапс доэоценового орогена и рифтогенез, сопровождавшийся в ряде трогов значительным вулканизмом (Аджаро-Триалетский, Талышский и Севано-Ордубадский бассейны).

12. В конце эоцена началась полифазная альпийская коллизия; при этом главные процессы сосредоточились в области Большого Кавказа. В коллизионной истории Большого Кавказа выделяются четыре стадии: 1) конец эоцена – заложение зоны поддвига у подошвы северного склона трога Большого Кавказа; 2) олигоцен – ранний миоцен (майкоп) – поддвижение утоненной коры трога Большого Кавказа под северный континентальный склон; 3) средний миоцен – начало неравномерной коллизии северного и южного континентального склонов трога Большого Кавказа; 4) поздний миоцен – квартал – общая коллизия вдоль Большого Кавказа. Альпийская коллизия привела к пологой литосферной складчатости на Восточно-Европейской платформе и к инверсионным процессам в ряде авлакогенов в ее пределах.

Работа выполнена при поддержке грантов INTAS (97-0743), РФФИ и «Университеты России».

Литература

1. Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю., Брунэ М.-Ф., Ершов А.В., Клутиг С., Копаевич Л.Ф., Назаревич Б.П., Панов Д.И. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Черноморского региона// Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1997. № 3. С. 6–16.
2. Nikishin A.M., Ziegler P., Stephenson R., Ustinova M. Santonian to palaeocene tectonics of the East-European Craton and adjacent areas // Bul. Inst. Royal des sciences naturelles de Belgique. Sciences de la Terre. 69 Supplement. 1999. A. P. 147–159.
3. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Fikhomirov P.L. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform – Black Sea – Caucasus domain. // Peri-Tethys Memoir 6. Mem. Mus. natn. Hist. nat. Paris, 2000 (in press).

История формирования Черноморской впадины

Черноморская впадина, состоящая из Западно- и Восточно-Черноморского бассейнов [1] (рис. 1), является задуговым бассейном, образовавшимся в тылу мелового вулканического пояса Понтид [4, 3]. Его строение и история изучались многими исследователями, однако до сих пор дискуссионны многие проблемы, включая: время раскрытия бассейна (обсуждаются варианты от мела до эоцена); кинематика раскрытия бассейнов (оба бассейна одновременно, или по очереди, и т.д.); история бассейнов после их раскрытия. Наша реконструкция Черноморского региона для неокома (до начала раскрытия бассейнов) показана на рис. 2, А. В истории Черноморской впадины выделяются следующие стадии.

1. *Ант-альб* (рис. 2, Б). Формирование субдукционного вулканического пояса Среднегорье–Понтиды–Закавказье (его фрагменты известны в Аджаро-Триалетах, в Понтидах, в Ломоносовском массиве на дне моря вдоль континентального склона западнее и южнее Севастополя [2]; туфы и вулканические бомбы пояса известны у Балаклавы – (Крым). В тылу пояса имел место задуговой рифтогенез (грабены Каркинитский, Белогорский, Салгирский, Альминский и др.).

2. *Граница альба/сеномана*. Начало раскрытия обоих(?) Черноморских бассейнов за счет продольного раскола бывшей альбской вулканической дуги (остатки этой дуги известны и вдоль южного и вдоль северного бортов Черноморской впадины) в ходе сильного корового растяжения и утонения.

3. *Сеноман–турон–коньяк–ранний сантон* (рис. 2, В, Г). Раскрытие обоих Черноморских бассейнов в процессе сильного корового растяжения и утонения, переходящего (местами) в спрединг океанической коры. Преобладающее погружение Скифской и Мезийской платформ, слабый вулканизм в магматической дуге Понтид.

4. *Конец сантона*. Фаза регионального сжатия, прекращение рифтогенеза и спрединга, слабые вертикальные движения в Крыму, начало регионального сжатия Восточной Европы.

5. *Кампан–маастрихт* (рис. 2, Д). Сжатие Черноморской впадины с возможным образованием надвигового пояса вдоль южного склона. Значительное усиление субдукционного вулканизма в Среднегорье–Понтидах, некоторая миграция вулканического пояса Понтид к югу, обдукция офиолитов океана Тетис на Понтиды, переходящая в маастрихте–дании к коллизии Понтид с континентальными террейнами и к общей орогении в поясе Родопы–Турция–Закавказье.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

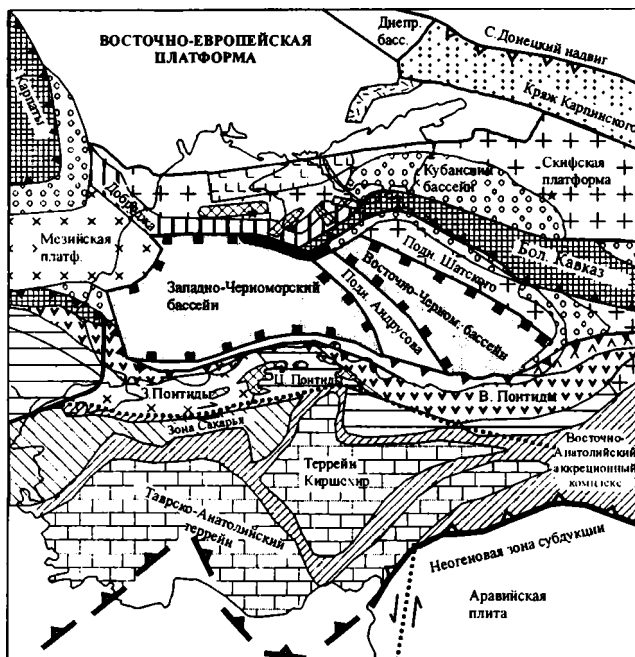


Рис. 1. Тектоническое положение Черноморского региона

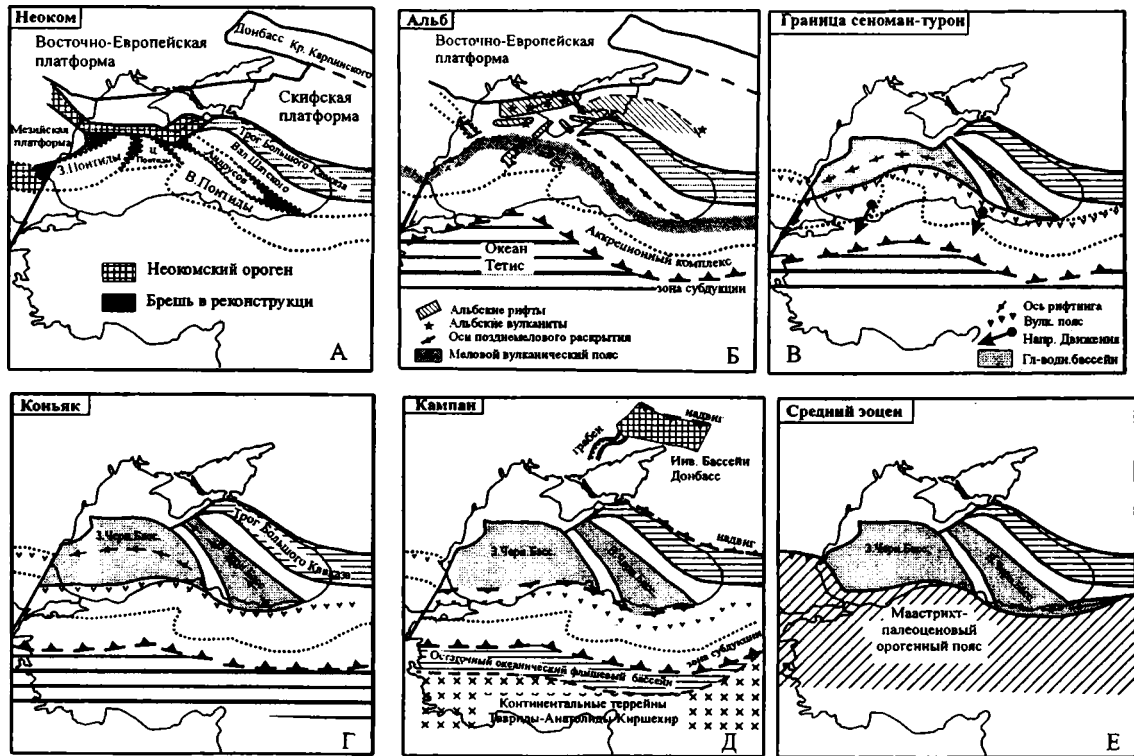


Рис. 2. Палеотектонические реконструкции истории формирования Черноморской впадины

6. *Палеоцен*. Максимум полифазного сжатия Черноморского региона, орогенез в поясе Родопы–Турция–(?)Закавказье. Продолжение внутриплитной инверсионной тектоники в стабильной «доальпийской» Европе.

7. *Эоцен* (рис. 2, Е). Надвигание Балканид на край Западно-Черноморского бассейна. Коллапс маастрихт-палеоценового орогена в Турции и в Закавказье, образование системы коллапсных рифтовых впадин в Турции–Закавказье. Значительное растяжение и вулканизм в некоторых впадинах (Аджато-Триалетской, Тальшской и Севано-Ордубадской). Крупнейшие рифты возникли вдоль осей меловых вулканических поясов.

8. *Конец эоцена*. Фаза сильного регионального сжатия. Заложение поддвигов южнее Крыма и севернее Понтида.

9. *Олигоцен–миоцен*. Значительное погружение всей Черноморской впадины в основном за счет ее заполнения огромным количеством глинистого материала в ходе эрозии окружающих впадину зарождающихся горных областей. Продолжение развития прерывистых надвиговых поясов вокруг впадины.

10. *Плиоцен–квартер*. Значительное погружение всей Черноморской впадины, усиленное синкомпрессионным вдавливанием ее литосферы вниз; лавинная седиментация на дне впадины в связи с эрозией окружающих Черное море орогенов.

Более аргументировано и с необходимыми ссылками история Черноморского региона будет изложена в [3]. Работа выполнена при поддержке грантов INTAS (97-0743), РФФИ и «Университеты России.»

Литература

1. *Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др.* Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
2. *Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнукова Е.Е.* Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев, 1997. 287 с.
3. *Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F.* The Black Sea Basin: Tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence kinematic and dynamic modelling. // Peri-Tethys Memoir 7. Mem. Mus. natn. Hist. nat. Paris, 2000 (in press).
4. *Zonenshain L.P., Le Pichon X.* Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 181–211.

Градиенты новейших вертикальных движений земной коры

Основой построения карты градиентов является карта новейшей тектоники Северной Евразии в масштабе 1:5 000 000 (главный редактор А.Ф.Грачев), являющаяся первой картой, на которой в единой легенде показана новейшая структура материка и прилегающих акваторий. Как и на предшествующих картах новейшей тектоники, на карте новейшей тектоники Северной Евразии показаны только вертикальные движения земной коры, хотя в орогенических областях Средней Азии, зонах субдукции Тихоокеанского пояса и в рифтах горизонтальная компонента новейших деформаций весьма значительна. Сама карта новейшей тектоники представляет собой структурную карту, построенную по кровле некоторой исходной поверхности и отражающую амплитуды вертикальных тектонических движений за тот или иной промежуток времени. Значения амплитуд новейших движений оцифрованы в пределах площадок размером $0,33^\circ$ по широте и $0,5^\circ$ по долготе и использованы для расчета максимальных градиентов новейших движений.

Одним из методов оценки интенсивности и характера новейших движений может служить анализ средних градиентов вертикальных тектонических движений.

Ранее составлялись карты градиента скорости для вертикальной составляющей движений [2].

Нижняя возрастная граница новейших тектонических движений является скользящей, хотя и не опускается раньше рубежа позднего олигоцена – раннего миоцена. Начало новейшего тектонического этапа было одновременным в разных частях Евразийского материка с тенденцией омоложения в направлении с запада на восток. Из-за того, что даже в пределах отдельных крупных областей, например, Байкальского рифта, Кавказа и Средней Азии, нижняя граница является скользящей, более корректной будет процедура расчета градиентов амплитуд новейших движений, а не скоростей новейших движений.

Градиент вертикальных новейших движений связан с деформациями земной коры и с касательными напряжениями, обуславливающими эту деформацию. На карте градиентов новейших движений (рис. 1) показано изменение амплитуды на единицу расстояния, что выражает деформацию земной коры. Составленная нами карта характеризует площадную картину вертикальных деформаций за новейший этап.

Карта новейшей тектоники Северной Евразии показывает, что можно выделить восемь типов новейших геоструктурных областей, для кото-

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

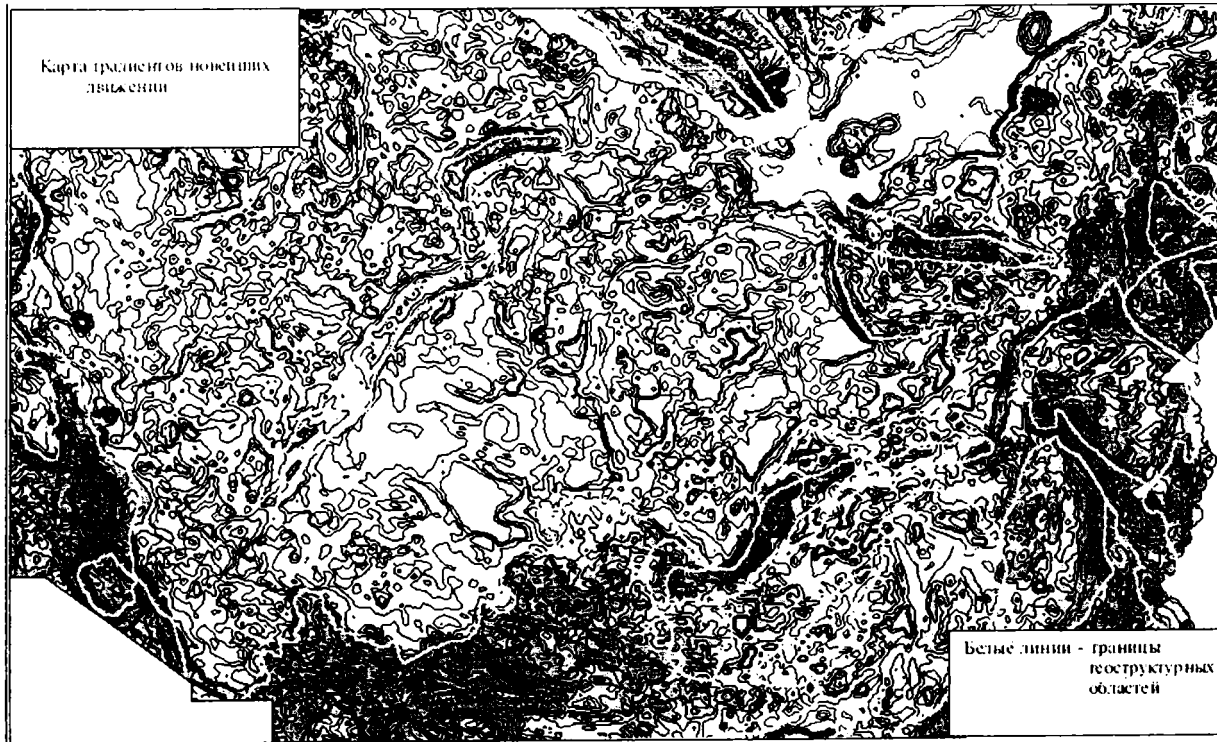


Рис. 1

рых рассчитаны средние значения градиентов новейших движений в (м/м) (в порядке возрастания):

платформы 0,00269;

области предрифтового режима 0,00515;

впадины глубоководных морей 0,01266;

области материкового рифтогенеза 0,01289;

островные дуги, глубоководные желоба и задуговые бассейны 0,01323;

орогенические области 0,01388;

океанические платформы 0,01480;

океанические рифтовые зоны 0,03966.

На рис. 2 показаны значения средних градиентов и их дисперсии для геоструктурных областей и отдельных регионов, в них входящих. Карта градиентов новейших вертикальных движений, являясь производной от карты новейшей тектоники Северной Азии, является столь же обоснованной, как и исходная карта [1]. Предлагаемая карта градиентов новейших движений более подробна и точна чем предыдущие.

Средние градиенты новейших вертикальных движений

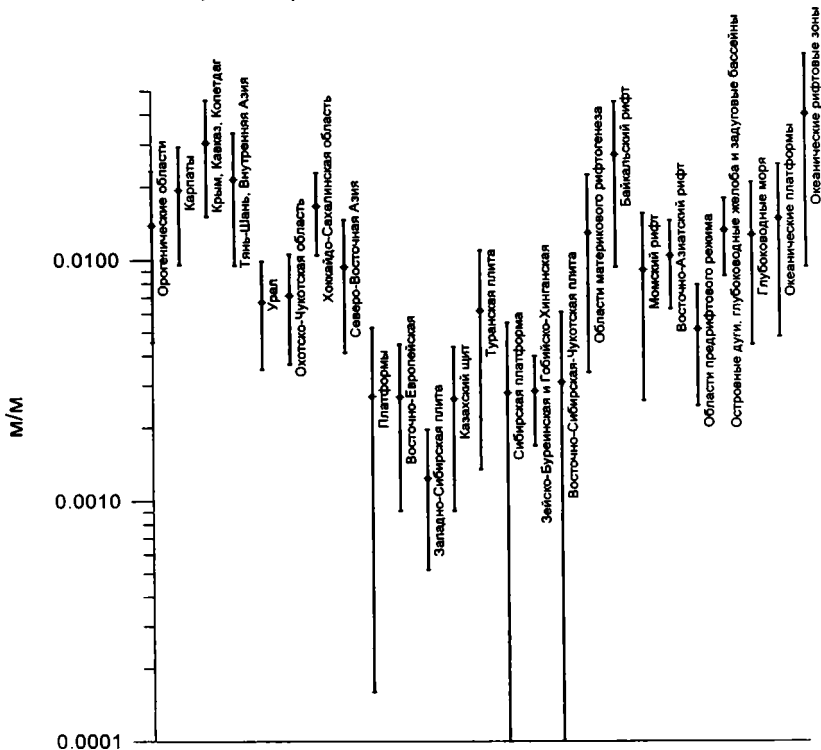


Рис.2

Литература

1. Новейшая тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1:5 000 000. Под ред. А.Ф.Грачева. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
2. Гзовский М.В., Крестников В.Н., Рейснер Г.И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., №8. 1959. С. 41–52.

В.Г.Николаев¹

Будущее активного Байкальского рифта – стабильная синеклиза

Важным вопросом при понимании эволюции кайнозойских рифтовых систем (независимо от механизма их образования) является выявление их палеоаналогов, т.е. законченного цикла развития подобных структур. Эта проблема рассматривалась многими исследователями, в том числе в работе Р.Г.Гарецкого и др. [3], где проводился сравнительный анализ стадий развития палеозойского Припятского грабена мезозойского Центрально-Североморского и кайнозойских Байкальской впадины и Рейнского грабена. Выяснилось, что каждая из этих структур имеет сходные по разным параметрам стадии развития, различающиеся только длительностью существования. Причем подчеркивалось, что Байкальская впадина находится где-то в конце главной рифтогенной стадии.

Можно считать установленным, что внутриконтинентальные рифты проходят несколько стадий: 1 – предрифтовое поднятие с размывом разной мощности пород основания; 2 – раннюю стадию рифтогенеза с формированием мелководных конседиментационных бассейнов, как правило, имеющих более широкое распространение, чем собственно рифты; 3 – главную стадию рифтогенеза с образованием протяженных глубоких некомпенсированных котловин, ограниченных высокоамплитудными сбросами (причем может существовать несколько импульсов опускания); 4 – завершающая стадия, в течение которой происходит заполнение ранее созданных котловин осадками; 5 – заканчивается развитие внутриконтинентальной рифтовой структуры синеклизной стадией, когда она перекрывается плащом осадков, охватывающим более широкие площади, т.е. над рифтом образуется синеклиза (правило Шатского).

Аналогичные стадии отмечались и в авлакогенах на древних платформах, в том числе, – и в Среднерусском авлакогене, залегающем в основании Московской синеклизы [2; и др.]. В нем выделяются стадии со

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

2-ой по 5-ую и обоснованы они на анализе сейсмических материалов КМПВ и МОВ ОГТ. До последнего времени не удавалось обосновать стадию предавлагоченного (предрифтового) поднятия.

За последние годы были отработаны детальные геофизические профили, пересекающие Среднерусский авлагочен и позволившие осветить нижние горизонты осадочного чехла. Кроме того, были переинтерпретированы старые профили КМПВ [1]. В результате граница фундамента стала проводиться на 2,0–4,0 км ниже проводимой ранее. Все эти данные, включая комплексную обработку одного из профилей МОВ ОГТ с использованием грави-, магнито- и электроразведки [6], позволили выделить в самых низах чехла слой, характеризующийся высокими скоростями (продольные скорости 4,6–4,8 км/с, плотность пород достигает 2,65 г/см³) и отличающийся по своим параметрам как от существенно осадочных отложений рифея, так и от сильно метаморфизованных образований фундамента архейско-нижнепротерозойского возраста. Геофизические данные позволяют предполагать, что этот слой сложен плотными осадочными породами с внедрением магматических образований.

Единичные скважины, вскрывшие на несколько метров верхнюю часть высокоскоростного слоя, дают возможность предположить состав слагающих его образований. Среди вскрытых пород отмечаются осадочные комплексы, представленные кварцитовыми песчаниками (скв. Коноша) с возрастом 1700 млн лет, хотя, вероятно, он несколько одревенел; доломитизированные мраморы с прослоями кварцитов (скв. Рыбинская), а также сланцы (скв. Пошехонская), которые при петрографическом анализе были отнесены к слабометаморфизованным первичноосадочным породам с остатками органического и углистого вещества. По калий-аргоновому методу мраморы датированы 1400 млн лет, а сланцы – по биотиту 1510 ± 40 и по мусковиту 1570 ± 30 млн лет, т.е. могут быть отнесены к нижнему рифею. Несколькими скважинами (Лежская, Урдомская-2, Великоустюгская и др.) вскрыты габбро и габбро-диабазы. Датировок их в настоящее время не существует, однако они резко отличаются от образований фундамента архей-раннего протерозоя. Первые практически неметаморфизованы и сохраняют свою первичную структуру, а вторые – подвержены высоким степеням метаморфизма вплоть до гранулитовой. Единичные датировки основных интрузивов на западе Среднерусского авлагочена и геохронология аналогичных пород в соседней Вольно-Оршанской зоне показывают время их формирования не древнее 1500–1600 млн лет.

Таким образом, высокоскоростной комплекс, выделяемый по геофизическим данным, должен быть датирован как нижний–средний рифей.

На приведенной схеме распространения ниже-среднерифейского осадочно-магматического комплекса (рис. 1) он занимает наиболее прогрнутые части Московской синеклизы от юго-западной ее части (Валдайский, Крестцовский и Тверской грабены) до северо-восточной (Рослятинский, Великоустюгский и другие грабены). Судя по геофизическим

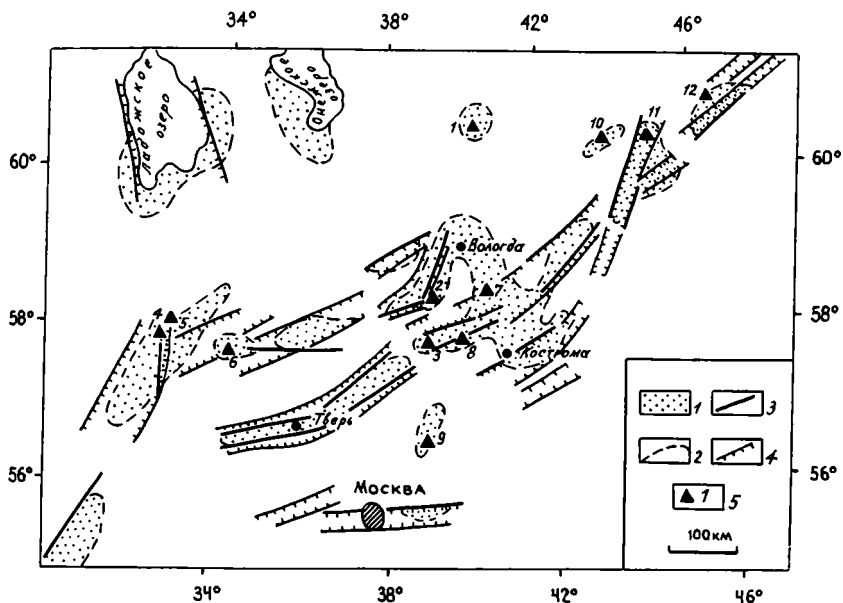


Рис. 1. Схема распространения ниже-среднерифейского осадочно-магматического комплекса в Московской синеклизе

1 – осадочно-магматические образования нижнего–среднего рифея; 2 – предполагаемая граница распространения; 3 – разломы, существовавшие в раннем-среднем рифее; 4 – разрывные ограничения среднерифейских–ранневендских грабенов в системе Среднерусского авлакогена; 5 – скважины, вскрывшие образования ниже-среднерифейского комплекса (осадочные: 1 – Коноша, 2 – Пошехонская, 3 – Рыбинская-2; магматические: 4 – Крестцы-1, 5 – Крестцы-2, 6 – Бологоевская, 7 – Лежская, 8 – Урдомская-2, 9 – Переяславль-Залесская, 10 – Тарногская, 11 – Бобровская, 12 – Великоустюгская)

данным, комплекс резко на коротких расстояниях меняет свою мощность от первых сотен метров до 1,0–2,0 км, причем иногда прослеживается над выступами кристаллического фундамента. Часто он ограничен разломами разной амплитуды от 1,0–1,5 км в центральных частях авлакогена до 150–200 м на западе, в Валдайском грабене и в Витебской мульде Оршанского грабена. Часто разломы нижнего–среднего рифея совпадают с разломами, ограничивающими средне-верхнерифейские грабены, однако амплитуда последних составляет от 2,0 до 5,0 км.

Если бы ниже-среднерифейский комплекс был генетически связан с более поздними грабенами, то он должен был бы заполнять их самые глубокие части. Однако, учитывая общую закономерность распространения комплекса по площади, можно предположить более широкое его распространение в прошлом. Об этом говорит, в частности, наличие части комплекса на поднятии фундамента (районы скв.Коноша и скв.Пе-

реяславль-Залесская); близко расположенные друг от друга Ладожская и Онежская впадины; прослеживающиеся на геофизических разрезах выходы частей комплекса за пределы более поздних грабеновых структур. Об этом же свидетельствуют и гипсометрические отметки эрозионной поверхности комплекса, колеблющиеся от $-1,0$ до $-6,0$ км.

Если предположение о более широком распространении комплекса верно, то надо каким-то образом объяснить его современное распространение. Естественно, надо будет признать наличие мощного размыва на рубеже примерно 1300–1200 млн лет, т.е. где-то в низах среднего рифея, в результате которого комплекс сохранился в наиболее прогнутых частях, и только в единичных случаях (и маломощный) – на поднятиях фундамента. Размыву подверглись до 1,0 км мощности комплекса. Это означает, что территория Московской синеклизы (в том числе, – Среднерусский авлакоген) в конце раннего – начале среднего рифея испытала период поднятия (или высокого стояния) продолжительностью первые десятки млн лет. Формирование авлакогенов с накоплением мощных осадочных толщ (до 6,0 км) началось после высокого стояния территории не ранее среднего рифея.

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что началу формирования рифейских авлакогенов на Восточно-Европейской платформе предшествует длительный перерыв. Это заполняет недостающее звено в общем цикле развития континентальных рифтов, состоящем из пяти стадий. Такие полные циклы были ранее установлены для палеозойских, мезозойских и кайнозойских рифтов, а теперь и для докембрийских.

Развитие Байкальской впадины в кайнозойе описано во многих работах [4; и др.], поэтому здесь о них упоминается очень коротко. В течение позднего мела – раннего палеоцена территория испытывала высокое стояние и размыв. В палеоцене начали образовываться мелководные озерные бассейны, захватывающие площади, превышающие по ширине современные глубоководные котловины [5]. Такое состояние территории продолжалось примерно до конца плиоцена. После этого начали формироваться глубоководные котловины, близкие по очертаниям современному. Формирование глубоководных котловин происходило в несколько этапов и отвечает главной стадии рифтогенеза.

Сравнение стадий развития Среднерусского авлакогена и Байкальской впадины (рис. 2) показывает, что Байкальская впадина не имеет полного цикла развития. В настоящее время она находится где-то в верхней части главной стадии рифтогенеза, т.е. прогибание еще будет продолжаться. Об этом свидетельствует высокая сейсмичность и активность новейших разломов. Заполнение осадками глубоких котловин начнется позже, а затем произойдет перекрытие осадочным чехлом более широких территорий, в том числе плеч рифта, т.е. наступит стадия синеклизы.

Несмотря на незаконченное развитие Байкальской впадины, можно считать, что ранние и средние этапы эволюции Среднерусского авлако-

СТАДИИ		СРЕДНЕРУССКИЙ АВЛАКОГЕН	БАЙКАЛЬСКАЯ ВПАДИНА
СИНЕКЛИЗА		V_2-C	
РИФТОГЕНЕЗ = АВЛАКОГЕНЕЗ	ЗАВЕРШАЮЩАЯ	V_1	----- ? -----
	ГЛАВНАЯ	$Rf_2^3 - Rf_3$	N_2-Q
	РАННЯЯ	Rf_2^2	$P_{12} - N_1$
ПОДНЯТИЕ (РАЗМЫВ)		R_2^1 (~ 1200-1300 МЛН ЛЕТ)	$K_2 - P_1$ (~ 65-100 МЛН ЛЕТ)
ОСНОВАНИЕ		$AR - Rf_1$	$AR - K_1$

Рис. 2. Схема сопоставления стадий развития Среднерусского авлакогена и Байкальской рифтогенной впадины

гена (ранний–средний рифей) являются палеоаналогом эволюции Байкальского рифта (палеоцен–антропоген) и формировались в близких геодинамических условиях. Дальнейшее развитие активного сейчас Байкальского рифта закончится стабильной синеклизой, т.е. превратится в платформенную область с минимальной тектонической активностью.

Литература

1. Васина Е.В. Глубинное строение центральной части Московской синеклизы по данным переинтерпретации сейсмических материалов КМПВ на основе двухмерно-неоднородной модели среды: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1997. 18 с.

2. *Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.* Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1997. №3. С. 31–40.
3. *Гарецкий Р.Г., Коженев В.Я., Николаев В.Г.* Сравнительный анализ истории тектонического развития Припятского, Центрально-Североморского и Байкальского грабенов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 1. С.5–12.
4. *Николаев В.Г.* Кайнозойские континентальные рифтогенные и лабигенные структуры (строение осадочного чехла и развития): Автореф. дис. ...д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 47 с.
5. *Николаев В.Г.* О возрасте заложения Байкальской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 4. С. 13–16.
6. *Смилевец Н.П.* Новый подход к комплексной интерпретации геофизических данных // Геофизика. 1997. №6. С. 3–7.

А.А.Никонов¹

Схема структурной связи Туранской, Скифской и Восточно-Европейской платформ

Выяснение взаимоотношений крупных жестких массивов друг с другом в условиях надрегионального (материкового) поля напряжений до сих пор привлекает недостаточное внимание исследователей. Геодинамические представления о Туранской плите на новейшем этапе развития сводились долгое время к характеристике вертикальных тектонических движений в соотношении со структурами фундамента. Здесь мы сосредоточимся на зонах разрывных нарушений, в первую очередь, – на наиболее крупной, как выясняется, из известных, трансрегиональной Северо-Мангышлакско – Центрально-Устюртской зоне (далее Мангышлакско-Устюртской – МУЗ) и ее дальних продолжениях (окончаниях).

Впервые в качестве единой зоны правостороннего смещения в позднеальпийское время МУЗ предположительно была намечена Л.М. Расцветаевым.

Представление об УМЗ как о единой транстуранской зоне новейших разрывных нарушений с господством правостороннего сдвигания обосновано (хотя и фрагментально) и отражено на схеме активных разломов Западного Турана в масштабе 1: 2,5 млн [1]. На отдельных участках зоны установлено, что новейшие и молодые вертикальные смещения по разрывам зоны составляют метры – первые десятки метров, тогда как правосторонние сдвиговые превышают эти величины на один-два порядка. Деформации захватывают горизонты сарматских и понтических отложений, т.е. начались в середине миоцена и продолжались в плио-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

цене. Они проникают в глубь разреза и в фундамент, о чем свидетельствуют не только субвертикальное заложение зоны сдвигов и ее огромная протяженность, но и детальные на ряде участков геофизические исследования, давно выявившие вертикальные смещения стратиграфических границ мезозойских отложений и поверхности фундамента (последнего – в многие сотни метров) непосредственно в МУЗ. Речь, следовательно, должна идти о длительном унаследованном развитии этой зоны (да и ряда других) в пределах плиты, но с изменением кинематики от преимущественно вертикальных подвижек в доновойшее время к господствующим правосдвиговым, начиная с миоцена (или ранее).

Общее правостороннее смещение в МУЗ, а точнее западное перемещение южного массива Туранской плиты относительно северного, следует также из геометрии новейших разрывов южнее этой границы, которые отходят от нее с изгибанием к юго-востоку в виде структуры, близкой к «конскому хвосту» [1]. На большинстве этих оперяющих или отдельно возникших разломов, как и на самом Мангышлакско-Устюртском, поднятыми являются южные (юго-западные) крылья, что указывает на общее в пределах платформы давление с юга, со стороны образования Альпийского пояса.

Юго-восточное продолжение МУЗ можно видеть на структурной карте левобережья р. Амударьи западнее Султануиздагского поднятия [2], где отчетливо отражается, как погребенная Айбугирская зона поднятия (ВЮВ – 280–290°) загибается к юго-востоку, в сторону Ташауза, и между ней и султануиздагской зоной по опорным горизонтам позднего палеогена в направлении ВЮВ – 300–310° протягивается узкий (17–7 км) погребенный грабен с амплитудой смещения на крыльях 100–300 м и более.

На основании материалов детального бурения (свыше 200 скважин) и геолого-геофизических исследований в начале 70-х годов в пределах Чарджоуской ступени примерно параллельно долине Амударьи выявлена весьма протяженная, до 500 км от Туя-Муяна до Сундукли, но узкая, шириной 2,5–3 км, система грабенов северо-северо-западного простирания [3]. Система состоит из блоков разного размера, выполнена отложениями от верхнего эоцена до четвертичных включительно суммарной мощностью до 400–600 м, амплитуда оценивается в 400–500 м, максимально 700–800 м с верхнего эоцена.

Важно, что, согласуясь в целом с простиранием герцинских структур, система грабенов пересекает альпийские структурные элементы, во-первых, и в ряде случаев имеет прямое морфологическое отражение в современном рельефе, во-вторых [3].

Зародившись в конце верхнего эоцена, система развивалась главным образом в неогене, последний импульс подвижек, нашедший отражение в рельефе, вероятно относится к среднечетвертичному времени. Трудно сомневаться в том, что рассмотренная масштабная зона грабенов отражает условия субширотного (запад-северо-запад) растяжения (возмож-

но, со сдвижением) между восточной, примыкающей к Тянь-Шаньскому орогену и западной, ограниченной горным сооружением Копетдага частями платформ.

Особо стоит вопрос о западном продолжении новейших Мангышлакского поднятия и Северо-Мангышлакского разлома. Несомненно, они имеют продолжение на дне Каспийского моря, но до какого предела, выяснить пока не удастся. Вопрос может решаться при рассмотрении структур Западного Прикаспия и Нижней Волги. В качестве наиболее выразительных новейших структур здесь издавна указывали вытянутые в северо-северо-восточном направлении вдоль долины р. Волги на ее левобережье между Камышиным и Волгоградом Балыклейский и Александровский грабены [4, 5]. При ширине в первые километры величина опускания в Александровском грабене достигает 150–200 м, причем большая часть этой величины относится к самому концу миоцена.

Борта грабенов (системы сбросов) ступенчаты, причем после главной позднемиоценовой фазы (6–5 млн лет назад), выделяются нисходящие движения на десятки метров в плиоцене (до примерно 2 млн лет назад) и среднем плейстоцене (примерно 0,4–0,2 млн лет назад).

Само наличие субмеридиональных продольных грабенов и их последовательное развитие должно свидетельствовать об их унаследованном формировании в новейшее время в условиях значительного субширотного растяжения, совокупную величину которого по латерали можно оценивать в 3–5 км, если не более. Совсем недавно эта точка зрения (впервые высказанная автором в докладе на XXXI Тектоническом совещании 1998 г в Москве) нашла подтверждение в обстоятельной публикации М.Л.Коппа и др. [6], где Приволжско-Ергенинский уступ длиной 1000 км рассматривается как новейшее тектоническое субмеридиональное образование с опусканием восточного крыла по глубинному выполаживающемуся с глубиной сбросу за счет горизонтального широтного растяжения.

Геоморфологические и геологические признаки позволяют нам предполагать, что меридиональная флексурно-разрывная зона новейшей активизации с опусканием к востоку на южном окончании Ергенинского уступа вместе с ним разворачивается к юго-востоку и затем к востоку и, возможно, продолжается под дном Каспийского моря. Так намечается, пока на уровне гипотезы, структурно-динамическая связь между юго-восточной частью ВЕП и западной частью Туранской плиты.

Сравнение кинематики трех рассмотренных зон нарушений показывает, что, в отличие от центральной, правосдвиговой зоны, фланговые носят характер сбросово-отрывных (ступенчато- и грабенообразных) с противоположно направленными опусканиями крыльев. По совокупности признаков – закономерному изменению простирания, кинематике смещений и их направленности – три рассмотренные зоны укладываются в единую кинематическую систему прямолинейного главного правого сдвига и косых противонаправленных отрывов на ее флангах.

Иными словами, речь может идти о крупной, общим протяжением около 2 тыс. км, трансплатформенной новейшей сдвиговой зоне, рассекающей большую часть Туранской плиты и захватывающей Скифскую, а также ВЕП в едином геодинамическом поле. Предлагается называть ее Волжско-Мангышлакско-Амударьинской новейшей сдвиговой системой. Показательно также сходство количественных и возрастных характеристик фаз перемещений в каждой из зон. И то и другое можно рассматривать как подтверждение не только кинематической связи, но и единства геодинамического развития всей крупнейшей структуры в новейшее время.

Приведенные факты и построения можно рассматривать как подкрепление и развитие представлений о существенном и дальнем динамическом воздействии северного перемещения Аравийской плиты не только на прилежащие области горообразования, но и на южные пространства северных платформ.

Литература

1. *Nikonov A.A., Sholokhov V.V.* Active faults of the Touran Platform // Journ. Earthquake Prediction Research. 1996. №5. P. 383–393.
2. *Кузьмина О.А., Пантелеев Г.Ф., Кувшинова И.Ф., Несенко В.Н.* Геология и перспективы газонефтеносности Северной Туркмении и прилежащих районов Узбекистана. // М.: Недра. 1970. 304 с. (Тр. Треста Союзбургаз; №8).
3. *Пашаев М.С., Давыдов А.Н.* К вопросу о выделении Амударьинской системы грабенов // Геология и полезные ископаемые Туркмении. Тр. Упр. Геол. при СМ СССР. 1972. №7. С. 144–159.
4. *Шатский Н.С.* Балыклейский грабен и дислокации южного Поволжья // Вестн. Моск. горн. Акад.. 1922. Т. 1, №1. С. 13–43.
5. *Горелов С.К.* Геоморфология и новейшая тектоника правобережья Нижней Волги. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 139 с. (Тр. Ин-та географии АН СССР; Т. 73. Материалы по геоморфологии и палеогеографии; № 19).
6. *Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Зарщиков А.А.* О происхождении Приволжско-Ергенинского новейшего уступа // Геология и разведка. 1999. №5 (в печати).

Ю.П.Оровецкий, Л.И.Вигилянская¹

Методологическая альтернатива палеомагнетизма (геотектонические следствия)

I

А. Все чаще указывается на неадекватность плейттектоники [Рудич, 1977; Keith, 1993; Пушаровский, 1995; Хаин, 1996; Шолпо, 1996; и др.],

¹ Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

в основе диалектики которой – миграция виртуальных магнитных полюсов Земли [Храмов, 1977 и др. Тезис: полюс – точка. Информация о точке – ее координаты; несколько точек – в несколько раз большая информация; бесконечное количество информации – прямая. Прямая, функционально и неизбежно связанная на Земле с точкой полюса, – экватор, где геологические структуры находятся в экстремальном ротационном режиме. Изучение пространственного распределения палеоэкваторов рационально, но альтернативно основному постулату палеомагнетизма.

Б. Отклонение геоида от равновесного положения – «экваториальное вздутие» – линейно и имеет ротационную природу. Вдоль него расположено основное число мантийных плюмов [Жарков, 1983]. Их расплав по механизму диапиризма, усиленному здесь наибольшими центробежными силами, поднимается вдоль тектонически ослабленной области из нижней мантии, образуя на поверхности крупные своды.

В. В эксперименте, при построении палеоэкваторов, задействованы координаты 49 древних магнитных полюсов из 15 крупнейших провинций Земли [Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Материалы мирового центра данных, 1982] в интервале – докембрий–мел.

Г. В итоге домезозойские, начиная с докембрия, экваторы, при прецессионной дисперсии $23^{\circ}30'$, сгруппировались вдоль магматически насыщенных срединно-океанических хребтов Тихого и Индийского океанов. Индивидуален силурийский экватор: он, единственный из задействованных, наследует Атлантический хребет. Таким образом, древние экваториальные вздутия генетически предопределили срединно-океанические хребты. Начиная с триаса, экваторы покидают срединно-океанические хребты. Они катастрофически резко изменяют свою направленность, приближаясь к нынешнему экватору. Тогда сводовое линейное сооружение современного экваториального вздутия с его интенсивным магматизмом мантийных плюмов, по аналогии с древними структурами, может оказаться “зародышевым” для дивергентного раскрытия коры с образованием впоследствии очередного срединно-океанического хребта.

Д. Соосность домезозойских экваторов и срединно-океанических хребтов с их линейными сводами, рифтингом, магматизмом позволяет рассматривать последние в качестве аддитивных форм: неоднократное наложение более поздних активизаций совместно с механизмом спрединга редуцировало предыдущие признаки, откуда возникло широко распространенное мнение об их молодости. Заложение срединно-океанических хребтов Тихого и Индийского океанов, согласно представленным данным, – докембрий, Атлантического – силур. Их линейные поднятия вызваны перманентным подводом крупных магматических масс мантийных плюмов или диапиров. Такое сосредоточенное перераспределение глубинного материала сопровождается адекватной билатеральной компенсационной просадкой прилегающих территорий. Поскольку перемещаются сверхзначительные по объему массы, такими

же должны быть компенсационные, синхронные с хребтами, отрицательные структуры, роль которых выполняют океанические впадины. Механизм твердофазной компенсационной просадки делает необязательной крупномасштабную конвекцию в мантии [Сорохтин, Ушаков, 1991 и др.] – основную предпосылку плейттектоники. Для него, основанного на законе сохранения объемов, объективен лишь восходящий из астеносферы субъядра поток перегретого вещества. При твердофазной компенсации становятся также необязательными производные от конвекции, крупномасштабные субдукционно-обдукционные перемещения литосферы.

II

А. Сейчас стало возможным прямое пространственное сопоставление геоструктур поверхностей геоида [Сорохтин, Ушаков, 1991], мантии [Кунин, 1989] и субъядра [Morelly, Dzewonsky, 1987] в постановке решения задачи перемещения литосферных плит. Тезис: перемещение литосферных плит, тем более в случае их вращения, полностью исключает согласованность тектонических планов поверхностей субъядра и мантии по причине залегания между ними астеносферы – ложа литосферных плит.

Б. При эксперименте выделены шесть знакопеременных, регулярно сменяющихся, общих для всех поверхностей, тектонических зон. Коррелянтами оказались тектонические планы поверхностей геоида и мантии (СЗ простирания): антикоррелянтам – поверхность геоида (простирания С-Ю). Частные отклонения в геоиде (СЗ простирания): юг Индийского океана и вулканический Филиппинский сегмент Тихого – результат температурной экспансии нижележащих сфер.

В. Поскольку радиус Земли по экватору превышает полярный, избыточные массы в ее оболочке, согласно $J=mR^2$ (J, m, R , соответственно, – главный момент инерции Земли, масса, радиус), должны распределяться вдоль экватора. Появление в какое-то время аномальных масс вне его разрушает эту динамически сбалансированную ротационную систему. Стремясь к восстановлению, система способствует перемещению вновь образованных избыточных масс на экватор (полусобежные силы Этвеша) по поверхности низковязкого субъядра. Внедренные в оболочку Земли неоднородности увлекают ее за собой, вызывая виртуальную миграцию магнитных полюсов. Таким образом, устойчивое для Земли положение, – при котором преобладающее число неоднородностей сосредоточено в экваториальной плоскости и симметрично ей. Исходя из этого, современную дисимметрию Земли можно рассматривать как временный фактор.

Г. Крупнейшая в рельефе субъядра Восточно-Тихоокеанская неоднородность [Morelly, Dzewonsky, 1987], внедренная в оболочку Земли на 4 км при длине в два Американских континента, расположена симметрично экватору. Она формировалась в течение всего палеозоя, что подчер-

квивается практически монополярным полем обратной намагниченности. Своей критической массы неоднородность достигла в пермо-триасе и послужила основной причиной катастрофически быстрого отклонения в это время экватора от древнего его положения.

Заключение

Альтернативное осмысление известных палеомагнитных данных, усиленное корреляционным анализом геоструктур поверхностей геоида, мантии и субъядра, дало веские основания для обоснованных претензий не только к латеральной миграции литосферных плит, но и к теоретическому обоснованию этой миграции. Перемещения, вызвавшие виртуальные миграции магнитных полюсов – объективны. Однако в перемещениях участвуют не отдельные литосферные плиты, а вся оболочка Земли в целом по границе со слабовязким субъядром. Катастрофическое изменение направленности палеоэкваторов в пермо-триасе вызвано изменением направления главного момента инерции Земли, связанного с появлением в рельефе субъядра глобальной Восточно-Тихоокеанской неоднородности, зафиксированной сейсмической томографией. В результате также быстро изменилось пространственное положение климатических зон планеты, за чем сразу же последовала самая крупная в фанерозое биотическая катастрофа [Катастрофы и история Земли: Новый униформизм, 1986] – вымирание значительного количества семейств морских животных, не успевших адаптироваться к новым экологическим условиям. В мезозое–кайнозое, после катастрофы, в 1,6 раза возросла частота инверсий магнитного поля Земли, связанная с волновыми гидродинамическими возмущениями вещества субъядра [Jacobs, 1984; Молостовский, 1987] и т.д. Подчеркнем формальный характер наших построений, что в известной мере исключает их субъективизм, открывая широкие возможности к повторению эксперимента.

А.Б.Осипенко¹

Геодинамическая обстановка формирования пород офиолитового комплекса полуострова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка: геохимические индикаторы

Офиолитовый комплекс п-ва Камчатский Мыс представляет собой систему автономно дислоцированных тектонических покровов северо-восточной вергентности, получивших развитие в центральной части полуострова. В строении комплекса принимают участие породы, традици-

¹ Институт вулканологии (ИВ) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия.

онно отождествляемые с нижними горизонтами офиолитовых разрезов: тектонизированные реститовые перидотиты, кумулятивные ультрамафиты и относительно высокометаморфизованные аналоги полосчатого плутонического комплекса. Структурные взаимоотношения отдельных компонентов офиолитового комплекса повсеместно тектонические, возрастные датировки офиолитов – дискуссионны.

Характерное для большинства аккреционных комплексов отсутствие полных разрезов офиолитов осложняет реконструкцию их строения и затрудняет решение вопроса о генетической принадлежности пород базит-ультрабазитовой ассоциации п-ва Камчатский Мыс и об обстановке их формирования. Основные геодинамические проблемы, связанные с рассматриваемым комплексом пород, касаются вопросов о том, сосуществуют ли в аккреционной призме офиолиты, сформированные в надсубдукционных и океанических обстановках, или же основные вулканические и плутонические породы офиолитового комплекса когенетичны с пространственно ассоциирующими мантийными перидотитами?

В силу ограниченности применения геологических критериев для решения этих вопросов использовались индикаторные особенности вещественного состава рассматриваемых пород. Теоретическое обоснование такого подхода для типизации ультрамафитов содержится в работах: [1,2 и др.]. Основные результаты проведенного исследования приведены ниже.

Среди реститовых ультрамафитов п-ва Камчатский Мыс выделены два геохимических типа пород. Составы изученных перидотитов 1-го типа варьируют в достаточно узком диапазоне и по большинству эмпирических петрохимических показателей отвечают составам реститовых офиолитовых перидотитов, испытавших неизохимическую перекристаллизацию. Породы деплетированы в отношении Al, Na и K, при этом содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 близки между собой, а отношение $(Ti/Al)_N$ заметно повышено, что свойственно реститовым супрасубдукционным перидотитам. Для рассматриваемых ультрамафитов характерна значительная степень деплетированности в отношении крупноионных литофильных и высокочарядных элементов, слабо фракционированный U-образный тренд распределения РЗЭ – $(La/Sm)_N = 1,14 \pm 0,06$; $(La/Yb)_N = 1,02 \pm 0,09$; $(Sm/Yb)_N = 0,87 \pm 0,12$ – и крайне низкий уровень их накопления. Все отмеченные геохимические особенности присущи мантийным шпинелевым перидотитам типичных офиолитовых комплексов [3].

Ультрамафиты 2-го типа отличаются от реститов 1-го типа более высокими значениями концентраций Al и Na, пониженными отношениями Ca/Al и Ca/Ti , а также заметным преобладанием Al_2O_3 над Cr_2O_3 . Для этих пород установлены РЗЭ-спектры, в которых отмечается существенное обогащение тяжелыми лантаноидами относительно легких – $(La/Yb)_N = 0,65 \pm 0,08$ – а весь комплекс геохимических характеристик сближает ультрамафиты 2-го типа с реститовыми образованиями лерцолит-гарцбургитовых серий, формирующихся в океанической обстановке при выплавлении толеотовых базальтов.

Диапазон вариаций составов породообразующих минералов ультрамафитов весьма значителен и соответствует реститовым перидотитам как срединно-океанических хребтов, так и надсубдукционных обстановок. Эмпирически рассчитанное по валовому составу ультрамафитов значение хромистости первичных хромшпинелидов подчеркивает гетерогенность пород. Перидотиты 1-го типа характеризуются достаточно высокой степенью деплетированности шпинелидов – $Cr/(Cr+Al)_{Sp1} = 0,64-0,76$, - что позволяет отнести изученные породы к реститовым шпинелевым гарцбургитам, формировавшимся преимущественно в островодужной обстановке. В то же время расчетные значения хромистости Cr-шпинелидов в перидотитах 2-го типа существенно ниже (0,34-0,61); они соответствуют показателям Cr# в реститовых ультрамафитах COX-типа [2].

В пользу предположения о существовании двух геодинамически контрастных типов ультрамафитов свидетельствует бимодальность Re-Os изотопных характеристик, полученных при изучении минералов платиновой группы из офиолитов п-ва Камчатский Мыс [4].

Плутонические и вулканогенные компоненты разреза офиолитов океанического типа на п-ве Камчатский Мыс в первоначальном виде не сохранились. Вероятно, часть этих пород претерпела высокобарический метаморфизм и в современной базит-ультрабазитовой офиолитовой ассоциации представлена типами метаморфических пород. К первому типу метабазитов относятся гранатовые амфиболиты и продукты их диафтореза, второй тип представлен глаукофановыми сланцами. Метаморфиды слагают небольшие тектонические блоки в ультрамафитах, представляющие собой дезинтегрированные фрагменты палеоокеанической пластины.

Глаукофановые сланцы являются продуктом относительно высокобарического метаморфизма низкоглиноземистых, умеренно титанистых, высокомагнезиальных базитов толеитовой специфики. В них отмечены высокие концентрации совместимых (Cr, Co, Ni, Sc) элементов, при низких содержаниях несовместимых крупноионных литофильных, редкоземельных и высокозарядных элементов, что свидетельствует о деплетированной природе исходного магматического источника. Значения величин индикаторных геохимических отношений, рассчитанные для глаукофановых сланцев (Ti/Zr ; Ti/V ; V/Sc ; Zr/Sc), полностью сопоставимы со значениями этих параметров в MORB. Характер отношения стабильных P3Э – $(La/Sm)_N = 0,80 \pm 0,05$; $(La/Yb)_N = 1,15 \pm 0,09$; $(Sm/Yb)_N = 1,57 \pm 0,14$ – также близок к “нормальным” базальтам срединно-океанических хребтов. Тренды нормированных по хондриту содержаний P3Э в глаукофановых метабазитах имеют субгоризонтальный характер, уровень накопления P3Э не превышает 10-12 хондритовых норм. Комплекс полученных геохимических характеристик позволяет рассматривать породы этого типа в качестве метаморфизованных производных деплетированного базитового источника, близкого к N-типу MORB.

Существенной геохимической особенностью гранатовых амфиболитов является их относительная обогащенность стабильными высокозарядными элементами (Zr, Nb, Y) и легкими РЗЭ. Для гранатовых амфиболитов характерны более высокие, по сравнению с типичными N-MORB, величины индикаторных отношений $(La/Sm)_N = 1,35 \pm 0,11$; $(La/Yb)_N = 1,27 \pm 0,15$. Слабофракционированные тренды распределения РЗЭ metabазитов 2-го типа соответствуют уровню 14-18 хондритовых норм. Совокупность имеющихся критериев позволяет предполагать, что гранатовые амфиболиты представляют собой продукт метаморфического преобразования габбброидов, геохимически близких к T-типу MORB.

В качестве основного геологического следствия важно отметить значительную формационную гетерогенность офиолитовой ассоциации п-ва Камчатский Мыс. Преобладающую по объему часть этой ассоциации составляют супрасубдукционные образования (рестотовые ультрамафиты 1-го типа), тогда как перидотиты 2-го типа и высокобарические metabазиты (гранатовые metabазиты и глаукофановые сланцы), композиционно соответствуют сериям СОХ-типа зон океанического спрединга. Наличие в офиолитах п-ва Камчатский Мыс, наряду с высоко деплетированными гарцбургитами, также и умеренно деплетированных перидотитов гарцбургит-лерцолитовой серии позволяет предполагать, что позднемезозойские супрасубдукционные офиолиты формировались на перидотитовом основании океанического типа. В ходе многоэтапного шарьирования в северо-восточном направлении в позднемеловое время дезинтегрированные фрагменты обоих мантийных комплексов были тектонически совмещены.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-65659).

Литература

1. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 101 с.
2. Базылев Б.А., Закариадзе Г.С. и др. // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 191-212.
3. Pallister J.S., Knight R.J. // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2673-2697.
4. Костянов А.И., Ланда Э.А. и др. // Тез. докл. XV Симпоз. по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ, 1998. С. 135.

О природе полосовидных магнитных аномалий в океане

К настоящему времени на акватории Мирового океана гидро- и аэромагнитными съемками закартирована глобальная система линейно-полосчатых магнитных аномалий, создаваемая, скорее всего, базальтами океанического слоя 2. Считается, что наиболее полно структуру магнитного поля океана объясняет гипотеза разрастания океанического дна, предложенная Р.С.Дитцем и И.Х.Хейсом, а затем существенно дополненная и модернизированная Ф.Дж.Вайном, Д.Х.Метьюзом и Дж.Т.Уилсоном.

По спрединговой модели слой 2 должен состоять из вертикальных базальтовых тел (своего рода мощных даек), прислоненных к краям раздвигаемых при очередном внедрении магмы плит. При повторных излияниях ранее образовавшиеся дайки базальта отодвигаются все дальше и дальше от зоны спрединга, при этом они намагничиваются то прямо, то обратно вследствие инверсий магнитного поля Земли.

По данным глубоководного океанического бурения установлено, что слой 2 сложен большим числом чередующихся горизонтально или полого залегающих пачек (потоков) подушечных и массивных, разно намагниченных базальтов, а также брекчий и редких прослоев и включений океанических осадков.

Такое строение базальтовой толщи не отвечает спрединговой модели, по которой слой 2 должен состоять не из горизонтальных, а из вертикальных базальтовых пачек, поэтому и возникла необходимость создания другой, альтернативной модели.

Предлагаемая модель формирования слоя 2 океанической коры объясняет линейную структуру аномального магнитного поля и одновременно пологоразногоризонтальное, а не вертикальное залегание противоположно намагниченных базальтовых пачек. По этой модели допускается, что вначале почти на всей площади океанического бассейна, от одной континентальной окраины до другой, противоположной, магматический очаг располагался непосредственно под дном океана, отделяясь лишь очень тонкой корой от прямого контакта с водным слоем.

В этот период океаническая кора в бассейне практически отсутствовала. Ее образование могло начаться только вблизи континентальных блоков, где вследствие частичного выдавливания магматического материала в сторону океанической впадины и более быстрого охлаждения магматического очага над ним возникли океанические слои, 4 и 3, а затем стали наращиваться слои 2 и 1. Процесс формирования океаниче-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия.

ской коры, начавшийся на окраинах бассейна, постепенно распространялся к его центральной части, вследствие чего все слои океанической коры последовательно продвигались к центру впадины. Со временем площадь излияния базальтовой магмы сократилась настолько, что ограничилась в наше время одной лишь рифтовой долиной срединно-океанического хребта.

В нашей модели срединно-океанический хребет выглядит в виде гигантской пирамиды, сложенной базальтовыми пластинами (потоками) разной толщины, площадь которых закономерно уменьшается от нижних плит к верхним. Соседние по разрезу плиты намагничены противоположно в процессе самообращения, а не за счет инверсий магнитного поля Земли; нижние плиты всегда древнее перекрывающих. Проекция вертикального сечения базальтовой пирамиды на горизонтальную плоскость и создает необходимый полосчатый рисунок аномального магнитного поля океана, т.е. чередование положительных и отрицательных аномалий, поскольку ступени этой пирамиды с обеих сторон намагничены то прямо, то противоположно.

Предлагаемая модель формирования слоя 2 океанической коры является рабочей, поэтому она требует всесторонней теоретической и практической проверки.



Модель формирования слоя 2 океанической коры на флангах срединно океанического хребта

А – разрез через хребет, Б – проекция противоположно намагниченных базальтовых тел (потоков) на горизонтальную плоскость (дно бассейна). Аномалии: 1 – положительные и 2 – отрицательные

Новейшая тектоника Предкавказья

В рассматриваемую территорию входит Предкавказский тыловой прогиб, ограниченный на юге северным склоном горного сооружения Большого Кавказа, и прилегающие к нему участки Скифской плиты. К современной эпохе эта орогенная структура существенно изменила свои очертания и усложнилось ее строение. Изменения обусловлены процессом воздымания и расширения поднятий орогена Большого Кавказа за счет отмирания впадин сопредельного тылового Предкавказского прогиба. Активный рост Кавказского орогена обусловлен коллизийными процессами, продолжающимися в настоящее время в этом сегменте Альпийского пояса.

Основные структурные единицы Предкавказья, последовательно сменяющие друг друга с запада на восток, имеют, как правило, субширотное простирание. В позднеорогенном структурном плане им соответствуют: Западно-Кубанская впадина, впадающая на западе в Азовское море; Терско-Каспийская впадина, ограниченная на востоке шельфом Каспийского моря; разделяющее их Ставропольское поднятие и его западное и восточное погружения. Следует отметить, что Западно-Кубанская и Терско-Каспийская современные впадины на раннеорогенной стадии представляли собой единую отрицательную форму – тыловой Предкавказский прогиб, разделенный в позднем миоцене Ставропольским поднятием на две изолированные и значительно сократившиеся в своих размерах впадины. С севера Ставропольское поднятие обрамляется Маньчской долиной – впадиной, ограниченной на севере Сальско-Маньчским поднятием. Севернее располагается Сальская впадина, сменяющаяся на севере Северо-Сальским поднятием. Сальская и Маньчская впадины сливаются на западе, открываясь во впадину Таганрогского залива.

Проведенные структурно-геоморфологические исследования (в соавторстве с Н.П.Костенко), а также анализ скоростей тектонического прогибания (*back-stripping*) для территории Предкавказья выявляют устойчивую тенденцию роста таких крупных структурных форм, как Ставропольское поднятие, западная и восточная периклинали которого в антропогене достигают экваторий Азовского и Каспийского морей. Так, следствием роста Ставропольского поднятия в северо-западном направлении явилось значительное сокращение Западно-Кубанской впадины, что привело к обособлению ее западной и восточной частей. Последняя известна в литературе как Восточно-Кубанская впадина и представлена в современном рельефе повышенной равниной и предгорьем с абсолютными отметками 100–500 м. Судя по кривым погружения, эта тенденция

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

наблюдается, начиная с меотиса. Западная часть Западно-Кубанской впадины, соответствующая низкой приморской равнине с отметками от 0 до 100 м, вплоть до современной эпохи испытывает относительное прогибание, амплитуда которого возрастает на запад. Южная ее граница за антропогенное время мигрировала в северо-восточном направлении в связи с разрастанием периклинали Большого Кавказа, на что указывает смещение на север русла Кубани. К современной эпохе ее русло закрепилось в пределах разлома, отчетливо выраженного на участке Краснодар–Тиховский.

Экспансия Ставропольского поднятия на север привела к росту Сальско-Маньчского и Северо-Сальского поднятий и к отмиранию Маньчской и Сальской впадин. Особенно интенсивному поднятию подвергаются участки, расположенные в створе со Ставропольским поднятием. Активное разрастание в современную эпоху Северо-Сальского, Сальско-Маньчского и восточной периклинали Ставропольского поднятий на восток обусловили резкие изменения простирания и дугообразную конфигурацию Ергенинских уступов. Сложная конфигурация последних в плане может быть объяснена движением вдоль разрывов северо-западного простирания со сдвиговой составляющей, нарушающим эти поднятия.

Расширение передовых поднятий Большого Кавказа особенно ярко выражено в Терско-Каспийской впадине, которая с плиоцена испытывает тенденцию к поднятию и зарастает внутридепрессионными структурами – Терской и Сунженской зонами складчато-надвиговых дислокаций. Образование этих поднятий связано с преадакчагыльской фазой тектонических деформаций, проявившейся лишь в Терско-Каспийской впадине. Западно-Кубанская впадина в это время прогибается со скоростью 6 см/1000 лет, рассчитанной по кривым погружения.

Морфологическое выражение поднятий Предкавказья последовательно угасает с юга на север, отражая уменьшение влияния общего давления в субмеридиональном направлении, а также определяет последовательность «роста» поднятий в рельефе. Субмеридиональное сжатие, сопровождавшееся неравномерным ростом Кавказского горного сооружения, реализовалось в условиях неоднородной литосферы южного края Скифской плиты. Это привело к возникновению субмеридиональных структур растяжения – линеаментов типа слабых зон (СЗ – повышенной трещиноватости, дробления пород и разрывов со смещением) преимущественно север-северо-восточного простирания.

Выявленные по комплексу косвенных признаков (преимущественно, по характеру локального изменения уклонов земной поверхности, конфигурациям долин и интенсивности процессов эрозии в области Предкавказья) слабые зоны часто пересекают и горное сооружение. С запада на восток выделяются следующие наиболее протяженные из них. Усть-Кубанская СЗ проходит от Анапы до Темрюка. Она определяет границу шельфа Азовского моря и Западно-Кубанской впадины. Далее следует

Новороссийская СЗ, которая отделяет низкую равнину, испытывающую наибольшие относительные прогибания, от повышенной равнины, уже умеренно расчлененной. Краснодарская СЗ соответствует четкой границе между повышенной и высокой равнинами. Усть-Лабинская СЗ служит границей между Западно- и Восточно-Кубанской впадинами. Последние различаются высотами, степенью расчленения и интенсивностью новейших общих поднятий. Майкопская СЗ образует весьма пологий уступ в пределах высокой равнины, разграничивающий области умеренной и значительной денудации. Армавирская СЗ ограничивает с запада центральную часть Ставропольского поднятия и западный склон Минераловодской перемычки. Калаусская СЗ делит центральную часть Ставропольского поднятия на два разновысотных района. Кумско-Лысогорская СЗ ограничивает восточный склон свода Ставропольского поднятия и Минераловодской перемычки. Ергенинский уступ, возможно, имеет близкий генезис с упомянутыми слабыми зонами и отражает характер новейшего развития западного склона Каспийской впадины. На востоке, в пределах Прикаспийской повышенной и низкой равнины, выделяются Аргунско-Терская и Аграханская СЗ, осложняющие погружающийся склон Каспийской впадины.

Все эти слабые зоны, по-видимому, отражают также ступенчатый характер воздымания поднятий в процессе их морфологического становления. Возможно, что эти зоны, плохо выраженные на поверхности, на глубине представляют собой структуры типа раздвигов и сбросов.

Анализ скоростей тектонического прогибания за отдельные интервалы времени, охватывающие средний миоцен – чокрак, караган; поздний миоцен – сармат, меотис, понт и плиоцен–антропоген, показал, что выраженная в конэрозийных деформациях «блоковость» региона является унаследованной от более ранних этапов развития и проявляется, начиная, по крайней мере, со среднего миоцена. На это указывают изменение скоростей тектонического прогибания в этих блоках в течение среднего миоцена – антропогена.

В результате сравнительного анализа кривых тектонического погружения были выявлены существенные различия в развитии Терско-Каспийской и Западно-Кубанской орогенных впадин, проявившиеся, начиная с позднего миоцена – сармата, и особенно усилившиеся в плиоцене–антропогене. Это может быть связано с активным поддвижением Закавказской зоны под восточный сектор орогена Большого Кавказа. Именно здесь и происходит значительное разрастание горного сооружения Большого Кавказа, усложнение структуры и миграции оси прогибания Терско-Каспийской впадины на север.

Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа

Нижне-среднеюрский терригенный комплекс – нижний горизонт альпийского структурного этажа. На территории его распространения выделяются четыре области, в каждой из которых юрский терригенный комплекс отличается индивидуальной тектонической структурой и взаимоотношениями с подстилающими и покрывающими породами.

Лабино-Малкинская зона охватывает центральную часть северного склона Большого Кавказа к северу от Тырнауз-Пшекишской шовной зоны. Это приподнятая в современной структуре южная часть эпигерцинской Скифской плиты. Нижне-среднеюрские отложения здесь резко несогласно перекрывают позднегерцинский фундамент и характеризуются очень пологим (падение до 10° к ССВ), а местами и горизонтальным залеганием. Лишь с приближением к южному краю зоны появляются складки, сначала пологие, брахиформные, а затем и линейные, обычно асимметричные, с более крутым южным крылом, что свидетельствует о проявившихся здесь сжимающих напряжениях с севера на юг. Формирование этих структур происходило в две фазы: в предбайосское (в ядрах некоторых антиклиналей байос налегает прямо на фундамент) и предкелловейское время.

Тырнауз-Пшекишская зона на западном (р. Белая) и восточном (р. Чегем) видимом окончании представляет собой «пучок» крупных, почти вертикальных разломов, между которыми заключены два совершенно идентичных синклинория (Дудугушский на западе, Кестантинский на востоке), выполненных нижнеюрскими–ааленскими толщами. Эти толщи несогласно перекрыты байосско-батскими образованиями, которые также дислоцированы и несогласно перекрыты келловеем. На центральном участке Тырнауз-Пшекишский шов сейчас выражен одним субвертикальным разломом. В предбайосское и предкелловейское время перемещение по северному из Тырнауз-Пшекишских разломов имело надвиговой характер, было связано с надвиганием к югу Лабино-Малкинской зоны и привело к перекрытию на центральном участке нижнеюрского синклинория. Современный субвертикальный характер разломов отражает уже кайнозойские тектонические движения, которые вызвали деформацию позднемезозойских и кайнозойских отложений на обоих продолжениях Тырнауз-Пшекишской зоны.

Структура осевой части Большого Кавказа, заключенной между Тырнауз-Пшекишской шовной зоной и Главным надвигом (Туапсинский

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия.

разлом на западе, Шаухохский, Гляротинский, Хновский, Ахтычайский на Восточном Кавказе), наиболее отчетливо выражена на Восточном Кавказе, осевая часть которого почти целиком сложена ниже-среднеюрскими отложениями. Системой крупных разломов (Бурон-Ларский, Нелхский, Тлимкапуслинский, Уруджский, Ялакский) эта область делится на две части: Агвали-Хивскую зону на СВ и Метлюта-Ахтычайскую зону на ЮЗ.

В первой из них ниже-среднеюрские отложения слагают серию коробчатых складок Известнякового Дагестана, широкие полосы моноклиналей и открытых дугообразных складок в Сланцевом Дагестане. Во всех этих структурах участвуют и байосско-батские образования, а келловой перекрывает их только с географическим несогласием.

Метлюта-Ахтычайская зона, сложенная нижеюрскими–ааленскими отложениями, разделена продольными взбросо-надвигами на ряд пластин, последовательно с севера на юг надвинутых одна на другую. Структура пластин неоднородна: от широких моноклиналей с нормальным падением слоев к северу до тесно сжатых, опрокинутых к югу складок. Последние приурочены в основном к краям пластин и представляют собой принадлежковые дислокации.

Интенсивность этой складчатости возрастает к югу, в сторону Гляротинского надвига, по поверхности которого вся Метлюта-Ахтычайская зона надвинута на зону Южного склона. Западнее, в Осетии, вследствие подворота слоев в лобовой части надвига самая южная пластина приобретает вид асимметричной антиклинальной структуры, в ядре которой выступает палеозойский фундамент. Однако в долине Терека уже давно установлено, что палеозойские антиклинали являются «бескорневыми», подрезаны снизу поверхностью надвига и представляют собой также принадлежковые осложнения.

На Центральном Кавказе продолжением описанных выше зон являются более приподнятые, соответственно, Дигоро-Осетинская, Архыз-Гузерицкая и Псеахшинская зоны. Здесь нижеюрские–ааленские отложения несогласно налегают на герцинский фундамент и выполняют ряд продольных структур синклинового типа («юрские депрессии»), разделенных обширными площадями выходов палеозойского основания («горст-антиклинории»). Структура синклинориев асимметрична: в южной части – моноклиналиное залегание юрских толщ с нормальным падением на север, с неоднократным повторением разреза по системе взбросов, а северный край – взбросо-надвиг, по которому на «депрессию» надвинута с севера смежная пластина фундамента. Здесь обычно развивается и поднадвиговая складчатость. И на западе (Фишт) и на востоке (Шахдаг) вся эта структура «запечатывается» резко несогласно залегающими келловейскими отложениями. В Теашхинской зоне юрские отложения пронизаны массой секущих даек диабазов, возраст которых – байосский. Отсюда возраст надвиговых перемещений и связанных с ними складчатых дислокаций – предбайосский и предкелловейский.

К югу от системы Главного надвига располагается зона Южного склона, отделенная от следующей к югу Абхазо-Рачинской зоны (восточнее – Дуруджинская и Шекинская зоны) также системой разрывов. В зоне Южного склона выходы доюрского основания неизвестны. Нижне-среднеюрские отложения, вопреки устоявшимся представлениям, не образуют здесь систему изоклинальных складок, а характеризуются чешуйчато-надвиговой структурой аккреционного типа. Это серия тектонических пластин, разделенных надвигами, падающими к северу. Возраст отложений, слагающих пластины, последовательно омолаживается с севера на юг, а сами отложения в каждой пластине располагаются в нормальной стратиграфической последовательности, в основном моно-клинально с падением слоев на север. Лишь в узких принадвиговых зонах слои бывают смяты в серию складок, местами запрокинутых к югу. В самой северной части зоны Южного склона (бассейн р. Джурмут) чешуйчато-надвиговая структура нижнеюрских–ааленских отложений пронизана сетью секущих байосских даек диабазов. На основной части зоны в этой структуре участвуют согласно залегающие нижнеюрские, ааленские и байос-батские отложения. Контакт с верхнеюрским флишем всегда тектонический, по надвигу. Структура флишевых толщ в принципе та же, что и ниже-среднеюрских. Формирование чешуйчато-надвиговой структуры Южного склона связано с надвиганием на нее осевой части Большого Кавказа в предбайосское, в предкелловейское время и затем уже в кайнозое.

В Абхазо-Рачинской и аналогичных ей зонах ниже-среднеюрские образования залегают опять же резко несогласно на позднегерцинском основании и образуют ряд крупных складчатых структур брахиформного или линейного типа (Гумистинская, Кодорская, Сванетский антиклинорий и др.). Резко несогласно они перекрываются верхнеюрскими, меловыми или кайнозойскими отложениями. Деформации ниже-среднеюрских связаны с поддвижением этого жесткого блока под зону Южного склона (или с надвиганием на него пластин Южного склона) в предбайосское, предкелловейское время и в кайнозое.

Складчатость, как таковая, в структуре Большого Кавказа играет резко подчиненную роль. Интенсивная складчатость проявлена локально, только в узких тектонических зонах и связана с надвиговыми перемещениями, которые происходили неоднократно в связи с фазами сжатия Большого Кавказа в предбайосское, предкелловейское время и позже – в кайнозое.

Геодинамическая модель краевых прогибов – глобальных УВ-носных структур

Как показывает мировая практика, краевые прогибы подчас концентрируют в себе колоссальные массы УВ. Достаточно отметить краевые прогибы – Предзагросский (Персидский залив), Предуральский, Канадский Предкордильерский и др. Вот почему проблема тектонической природы краевых прогибов со временем не утрачивает, а наоборот, приобретает все большую остроту.

Краевые прогибы – неотъемлемый элемент строения земной коры континентов, равно как и орогенические пояса и кратоны. Являясь своеобразным переходным звеном между родоначальными орогеническими поясами и кратонами, краевые прогибы довольно детерминированно сопутствуют этим важнейшим структурным элементам (сошлемся хотя бы на по сути планетарной протяженности системы краевых прогибов, с севера и с юга оконтауривающих Альпийско-Гималайский ороген). Вместе с тем, несмотря на значительную изученность [6,7,9], тектоническая природа их все еще остается довольно загадочной. Особый интерес представляет далеко еще не раскрытая до конца связь краевых прогибов с УВ.

Как показывает анализ проблемы, краевые прогибы (системы), как правило, отнюдь не только некие демпферно-буферные новообразования коллизионного этапа в пограничной зоне взаимодействия системы ороген–форланд (foredeep). Истинное содержание их однозначно высвечивает следующая превосходно выверенная на практике закономерность. Во-первых, в мире, по-видимому, не существует таких краевых прогибов, осадочное наполнение которых ограничивалось бы исключительно одной молассой коллизионного этапа. А во-вторых, локализация столь характерных для краевых прогибов залежей УВ во всех регионах мира почти никогда не ограничивается собственно молассовыми формациями коллизионного этапа. Более того, львиная доля УВ приходится чаще всего как раз на подстилающие формации нередко океанического этапа эволюции [2, 1].

Например, Предзагросский краевой прогиб как предгорный прогиб развивается приблизительно только начиная с позднего эоцена (40 млн лет назад), тогда как в качестве перикратона – на протяжении почти всего остального фанерозоя, начиная с раннего кембрия. Если учесть исключительно высокую общую насыщенность разреза УВ, то становится понятной поразительная неравноценность обоих этапов эволюции [8]. Нечто похожее, в принципе, усматривается в Предкордильерском лара-

¹ НПК "Укрнафтинвест", Киев, Украина.

мийском (Западная Канада), в Предуральском герцинском, в Предкавказском альпийском и во многих других краевых прогибах.

Иными словами, понятие краевые прогибы не ограничивается предгорными прогибами, так как эволюция их охватывает не только коллизионный (*foredeep*), но и предшествующий ему обычно океанический (перикратонный) этап развития системы ороген–кратон (сжатия и растяжения, соответственно) (рисунок).

Выдающееся свойство краевых прогибов – их транзитный характер эволюции, как бы независимый от специфики геодинамического режима. Краевой прогиб сохраняет тенденцию к прогибанию и на океаническом этапе растяжения (в форме полурифта), и на коллизионном этапе сжатия (рампа). Именно с этим свойством краевых прогибов, как нам представляется, в значительной степени сопряжена фиксируемая на северо-восточном шельфе Аравийского кратона перманентность седиментогенеза на протяжении всего фанерозоя [8].

Краевым прогибам присуща общая, резко выраженная вергентность в сторону кратона равно как и резко асимметричный поперечный профиль. Краевой прогиб состоит из двух противостоящих один другому элементов: внутреннего крыла и внешнего. Внутреннее крыло напоминает часто обычный сравнительно узкий надвиговый пояс. По всем признакам (фации, деформации, уровень метаморфизма и др.) оно родственно орогену, тогда как внешнее крыло – значительно шире, на первый взгляд, почти не деформировано и по всем параметрам родственно прилегающему краю платформы. Различия между крыльями обычно столь существенны, что помимо краевого надвига на границе орогена и кратона обычно выделяется еще и осевой надвиг на границе внутреннего крыла и внешнего. Внешнее крыло часто захвачено тем же коллизионным процессом в форме пологого срыва чехла по наиболее пластичным горизонталам основания – тектоника "тонкой кожи" (*thin skinned*).

Итак, специфика краевых прогибов – как двухэтапность их эволюции, так и общий разомкнуто-надвиговый коровой характер: ороген надвинут на краевой прогиб, а внутреннее крыло – на внешнее. При этом депозиты осадков обоих этапов часто уходят в поднадвиг значительно глубже фиксируемого фундамента по контуру прогиба, нередко заметно смещение депозитов молассового прогиба в сторону платформы и т.д.

Резкая асимметрия строения краевых прогибов отображена в столь же выразительной асимметричной картине зонального распределения углеводородов, в формировании которой исключительное значение приобретает обосновываемый нами механизм термомеханического фильтр-прессинга, связанный с "накатыванием" орогена на кратон (поддвига кратона под ороген).

Задача доклада – акцентировать все эти не достаточно разработанные в литературе закономерности на ряде конкретных примеров и в том числе – Причерноморья (Преддобруджинский, Туапсинский, Индоло-Кубанский, Каркнитский, Сорокинский и др.) и Предкарпатья [5].

Таким образом, в докладе обосновывается принципиально новая модель краевых прогибов как своеобразного мирового эталона УВ-носных структур.

Литература

1. *Бурштар М.С., Львов М.С.* География и геология нефти и газа СССР и зарубежных стран. М.: Недра, 1979. 361 с.
2. *Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 230 с.
3. *Паталаха Е.И., Гончар В.В., Трофименко Г.Л.* Особенности современного напряженного состояния и геодинамики Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин // Геол. Журн. 1998. № 3–4.
4. *Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л.* Роль поперечных поднятий и узловых депрессий в организации УВ-носности краевых прогибов // Труды УНГА. Полтава. 1998.
5. *Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л.* Фазовая зональность и флюидодинамика УВ Причерноморья.
6. *Пуцаровский Ю.М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 154 с.
7. *Ставцев А.Л.* Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. М.: Недра, 1983. 140 с.
8. *Boydoun Z.R.* Arabian plate oil and gas: Why so rich and so prolific? // Episodes. 1998. V. 21, №2. P. 74–81.
9. *Dogliani C.* Some remarks on the origin of foredeeps // Tectonophysics. 1993. V. 228. P. 1–20.

Г.А.Петров¹, И.А.Свяжина², А.В.Рыбалка³, З.С.Мезенина²

Тагильская палеоостроводужная система: к вопросу о времени формирования и положении палеозоны субдукции

Размеры палеозойского Уральского палеоокеана и положение в нем палеозон субдукции, островных дуг и блоков-террейнов с субконтинентальным типом коры остаются предметом дискуссий. Одной из наиболее известных является Тагильская палеоостровная дуга, комплексы которой входят в состав одноименной мегазоны на Среднем и Северном Урале.

Зона Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР) интерпретируется рядом исследователей, как выход на поверхность палеозоны субдукции [1, 3, 4]. В составе комплексов зоны ГУГР выделяются палеозойские образования палеоконтинентального и палеоокеанического (палеоостроводужного) секторов. Первые представлены преимущественно

¹ АО УГСЭ, Екатеринбург, Россия

² Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

³ Баженовская геофизическая экспедиция, Шеелит, Россия

осадочными образованиями шельфа и континентального склона Восточно-Европейского палеоконтинента. Восточнее располагаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы собственно Тагильской палеоостровной дуги. Между этими мегаблоками картируется полоса меланжевого комплекса, содержащего блоки и пластины альпинотипных ультрабазитов, углеродистых сланцев, габброидов.

В составе бластомилонитовых сланцев наблюдается определенная зональность: в западных разрезах преобладают существенно кварцевые и серицит-кварцевые, в восточных – серицит-хлоритовые и хлоритовые породы, иногда с кристаллокластами пироксена и плагиоклаза. Возраст этих пород определяется по находкам микрофауны в диапазоне от среднего ордовика до позднего девона [3]. Фациальные и геохимические особенности осадков позволяют предполагать относительно небольшую ширину палеобассейна, существовавшего между континентальной окраиной и островной дугой (500–1000 км).

Дополнительный критерий оценки размеров этого палеобассейна был получен с помощью палеомагнитного метода. Производилось изучение палеомагнетизма доломитов промысловской серии $O_{2,3}$ (осадки шельфа Восточно-Европейского палеоматерика) и позднеордовикских раннеостроводужных офиолитов Тагильской островной дуги (комплекс параллельных даек и вулканы риолит-базальтовой формации). Исследования показали, что палеомагнитные широты, определенные для ордовикских осадков континентального шельфа, имеют значения в интервале между 9° ю.ш. и 7° с.ш., в то время как палеошироты формирования офиолитов располагаются в области между 4° ю.ш. и 2° с.ш. Надсубдукционные офиолитовые комплексы основания Тагильской островодужной системы, как следует из палеоширот, формировались в относительной близости от Восточно-Европейского палеоконтинента и не испытывали в дальнейшем значительных перемещений вдоль континентальной окраины [6].

Рассматривая возможность существования палеозоны субдукции с восточным падением в современных координатах, между островодужной системой и пассивной континентальной окраиной, необходимо решить проблему положения в этом пространстве зоны спрединга и мантийного диапира, приводящего в движение конвективную ячейку. Учитывая скромные размеры палеобассейна (не более 500–1000 км), сделать это сложно.

Геологическое строение Тагильской палеоостроводужной системы хорошо изучено и неоднократно описывалось разными авторами [1, 3, 4, 8]. Формирование ее началось в позднем ордовике [1, 3] с образования раннеостроводужной офиолитовой серии, далее в палеозойское время происходило образование следующих формаций: риолит-базальтовой O_3-S_1 , базальт-андезит-дацитовой S_{13-v_2} , андезибазальтовой $S_{1v_2-l_1}$, субщелочной андезибазальтовой S_{2ld} , трахибазальт-трахитовой $S_2 p_1-D_{1l_1}$, терригенно-карбонатной и андезитовой D_{1-2} .

Раннедевонское (эмское) время характеризуется серьезной перестройкой геологических структур. В раннем девоне происходит поднятие значительной части окраины Восточно-Европейского палеоматерика, перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся образованием кор выветривания, и затем возобновление отложения осадков (такатинская свита). В Тагильской мегазоне в это время происходит затухание вулканизма, отложение известняков, затем поднятие над уровнем моря, перерыв в осадконакоплении и образование кор выветривания, карста и бокситов.

В самом конце эмского и в начале эйфельского времени вновь наступает погружение и образование известняков тальтейского горизонта. Следует заметить, что тектоническое событие, сопровождаемое поднятием и континентальным перерывом, проявилось в обеих крупных Уральских структурах. Р.Г.Язева [8] приводит доказательства аккреции, проявившейся в прагиене-эмсе в восточной части Тагильской мегазоны. Ранне- и среднедевонские вулканиды (краснотурьинская серия) имеют геохимические параметры, позволяющие сопоставить их с вулканидами активных континентальных окраин [8]. Они развиваются на блоках деформированных ордовикско-силурийских островодужных образований. В раннем девоне в Сакмарской зоне на Южном Урале отмечается мощное тектоническое сгруживание с образованием олистостромы и выведением на уровень эрозии офиолитовых ультрабазитов [2].

Ранним девонном, с постепенным омоложением к северу, датируется возраст высокобарического метаморфизма, проявленного в зоне ГУТР по всему Уралу [1, 5, 7]. Изучение метаморфизма в зоне ГУТР на Северном Урале [3, 5, 7] показывает присутствие высокобарических парагенезисов в породах палеоконтинентального и палеоостроводужного секторов, что свидетельствует о развитии их в процессе аккреции, наступившем после тектонического сближения континентального и островодужного мегаблоков и замыкания существовавшего между ними бассейна.

Палеомагнитные данные свидетельствуют о существовании эпохи формирования вторичных магнитных минералов, проявившейся после образования субстрата, но до позднепалеозойской коллизии. Палеомагнитные направления, соответствующие этой эпохе, установлены в доломитах палеошельфа Восточно-Европейского континента и позднеордовикских офиолитах основания Тагильской островодужной системы. Направления векторов намагниченности, отвечающих этой эпохе, соответствуют направлениям, полученным при изучении каледонид Южных Мугоджар, где позднепалеозойское тектоническое событие почти не проявилось, а основная эпоха складчатости и метаморфизма датируется поздним силуром – ранним девонном. В связи с этим заслуживает внимания то обстоятельство, что по палеомагнитным данным, Восточно-Мугоджарский террейн в раннем палеозое располагался на одних палеоширотах с Тагильской дугой (1° ю.ш.). Таким образом, процесс раннедевонской коллизии захватил, по крайней мере, окраину Восточно-

Европейского палеоконтинента, Тагильскую палеоостровную дугу и часть Восточно-Уральских террейнов.

Интерпретация сейсмических разрезов программы Европроба (ESRU-93-98) дает новую информацию о глубинном строении земной коры Тагильской палеоостроводужной системы. Самым, пожалуй, важным результатом исследований является открытие мощной, полого залегающей системы отражателей с западным падением, проходящих через всю кору и уходящих в мантию под окраиной Восточно-Европейского палеоконтинента. Эта система разветвляется в верхней части коры и имеет несколько выходов на поверхность – в районе Медведево-Арамильской сутурной зоны, Серовско-Маукского разлома и Салдинского метаморфического комплекса. Отражатели, маркирующие зону Главного Уральского разлома, и имеющие восточное падение, не прослеживаются глубже 25–30 км и не пересекают зону отражателей с западным падением. Таким образом, в нижней части земной коры под комплексами Тагильской палеоостроводужной системы присутствует только система отражателей с западным падением, уходящая в мантию. Эта система, возможно, наследует направление палеозоны субдукции; центр океанического спрединга, в таком случае, существовал восточнее Тагильской палеоостроводужной системы (в современных координатах).

Литература

1. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук в форме науч. Докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1998. 252 с.
2. *Кориневский В.Г.* Важнейший эпизод тектонической истории Южного Урала // Геотектоника. 1988. №2. С. 37–51.
3. *Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
4. *Пучков В.Н.* Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. №3. С. 18–33.
5. *Русин А.И., Никифоров О.В.* Глаукофансланцевый метаморфизм Северного Урала // Ежегодник-1990. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. С. 64–66.
6. *Свяжина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С.* Палеомагнетизм и эволюция раннеостроводужной офиолитовой ассоциации Северного Урала // Геология и геофизика. 1999. №1. С. 36–44.
7. *Шалагинов В.В.* Глаукофансодержащие сланцы восточного склона Северного Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. 1975. С. 15–22. (Тр. СГИ; Вып. 116).
8. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Силурийская островная дуга Урала: Структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. №6. С. 32–44.

Условия формирования Поросозерского массива кварцевых диоритов – гранодиоритов – гранитов зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья

Зеленокаменный пояс (ЗКП) Колмозеро-Воронья является одной из древнейших структур Кольского полуострова. Он расположен в зоне сочленения трех крупных блоков: Мурманского, Центрально-Кольского (ЦКБ) и Кейвского. Поросозерский массив приурочен к юго-восточной части ЗКП. Он занимает межформационное положение между вулканогенно-осадочным комплексом ЗКП Колмозеро-Воронья, тоналито-гнейсами ЦКБ и Западно-Кейвским массивом щелочных гранитов. Для массива характерны следующие черты.

1. Массив имеет линзовидную форму и его границы акордантны вмещающим структурам. Породы массива интродуцируют толщи амфиболитов и высокоглиноземистых гнейсов ЗКП Колмозеро-Воронья и тоналито-гнейсы ЦКБ, а сам массив прорывается щелочными гранитами Кейв. Гнейсовидность массива субсогласна контактам вмещающих пород и в большей части субпараллельна контактам массива, за исключением северной части, где она сечет контакты массива (массив срезан разломом). Образование гнейсовидности было одновременным со становлением массива.

2. Возраст кристаллизации массива 2733 ± 6 млн лет [1]. Возраст формирования кварцевых порфиров завершающих доорогенный коматиит-базальт-риодацитовый вулканизм ЗКП Колмозеро-Воронья 2828 ± 8 млн лет [1]. Возраст щелочных гранитов Западно-Кейвского массива, отражающих посторогенный магматизм региона, 2674 ± 6 млн лет [2].

3. По петро- и геохимическим характеристикам массив сходен с калий-натровыми орогенными гранитоидными сериями Урала и с тоналит-гранодиоритовыми сериями современных и мезозойских активных континентальных окраин, т.е., набор петротипов пород из приведенных выше областей подобен Поросозерскому и фигуративные точки составов пород лежат в одних полях на следующих диаграммах: Rb-Sr, Sr-CaO (поле орогенной андезитовой серии); AFM (поле орогенных серий); K_2O-SiO_2 (поле калий-натровых орогенных серий) и др.

На основании геологических, геохронологических и петро- и геохимических характеристик массива мы предполагаем, что массив отражает орогенную стадию магматизма области и сформировался в условиях субдукции активной континентальной окраины.

¹ Геологический институт Кольского НЦ (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия.

Литература

1. Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В. и др. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: Новые U-Pb данные// Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. Апатиты, 1999. С.66–70.
2. Zozulya D.R., Bayanova T.B. Discrimination between plume and plate tectonics in late archaean of the Keivy A-granite complex: Abstracts of EUG-10. Strasbourg, 1999. P. 145.
3. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г.Б. Ферштатер, Бородина и др. Миасс, 1994. 250 с.

И.Н.Пешкова, И.В.Пузанова¹

Геодинамическая эволюция и типы осадочных бассейнов рифея Сибирской платформы

В истории развития Сибирской платформы выделяются три этапа геодинамической эволюции – рифейский, венд-палеозойский и мезозойский, в течение которых были сформированы комплексы осадочных пород, различных по условиям образования, площади распространения и углеводородному потенциалу [1].

Согласно представлениям В.Е.Хаина, Л.П.Зоненшайна и других исследователей, в конце раннего протерозоя в результате аккреции континентальных масс был образован суперконтинент Пангея I [2]. В раннем рифее на территории Пангеи I начала закладываться сеть разломов, определившая системы рифтов и авлакогенов, которые получили наибольшее развитие в среднем и позднем рифее. Часть рифтогенных структур к концу рифея развились в зоны океанического спрединга.

Таким образом, в результате деструкции Пангеи I к началу венда были образованы основные крупные континенты: Северо-Американский, Восточно-Европейский, Сибирский, Африканский и др. В рифее на периферии этих кратонов начали развиваться перикратонные прогибы, превратившиеся позднее в пассивные и активные окраины. В пределах Сибирского кратона подтверждением этому служит развитие островодужных серий и офиолитовых сутур на Таймыре, Байкало-Муйская офиолитовая зона [3, 4]. Внутри кратонов развивались преимущественно троговые бассейны (рифты, авлакогены, грабены).

Комплексные геолого-геофизические исследования пространственно-го распределения толщ докембрийских отложений на Сибирской платформе показали, что палеорифтовые сооружения являются главными тектоническими элементами в структуре платформы. Рифейские отложения накапливались главным образом в узких приразломных, иногда

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), Москва, Россия

асимметричных грабенах–палеорифтах, заполненных вулканогенно-осадочными толщами. Размер грабенов варьирует от десятков до нескольких сотен квадратных километров. Рифтовые системы представляют собой цепочки ветвящихся грабенообразных прогибов, ограниченных разломами сбросового типа субпараллельного простирания. Грабены разделены поперечными трансформными разломами, по которым происходило смещение осевых зон рифтов.

Начальный этап формирования рифейских отложений на Сибирской платформе относится к раннемукунскому (раннеучурскому) времени. Для него характерно накопление красноцветных вулканогенно-терригенных и терригенных отложений в узких, линейно вытянутых грабенообразных прогибах, между которыми сохранялись значительные по площади подвергавшиеся денудации поднятия. Мощность накопленных толщ составляла первые сотни метров [5]. Формирование осевых зон рифтогенных структур сопровождалось базальтоидным магматизмом.

Среди палеорифтовых зон рифейского возраста можно выделить два типа. К первому относятся структуры типа авлакогенов, расположенные во внутренних частях платформы (внутриконтинентальные рифты). Второй тип, наиболее распространенный, представляет собой рифтогенные структуры, приуроченные к ее краям (окраинно-континентальные рифты). Среди структур второго типа можно выделить группу краевых поперечных рифтов, у которых одна или несколько ветвей глубоко внедрены во внутренние области Сибирской платформы, а часть раскрывается в сторону океанических структур, ее окаймляющих.

В среднем и позднем рифее на Сибирской платформе произошло расширение областей прогибания. К этому времени приурочено формирование надрифтовых прогибов в центральной части платформы и пассивных континентальных окраин – на ее периферии, в пределах которых преобладало терригенно-карбонатное осадконакопление, преимущественно доломитов. Осадки накапливались не только в осевых зонах рифтов, где их мощность достигала 3–5 км и более, но и на склонах внутририфтовых поднятий. Средняя мощность рифейских отложения за пределами рифтовых зон не превышает 1–3 км.

Практически отсутствуют рифейские осадки в пределах обширного Анабарско-Алданско-Ангарского поднятия, протягивающегося с севера на юг и соответствующего современным Анабарской, Непско-Ботубинской и Алданской антеклизам [3]. Аналогичные поднятия выделяются на востоке (Оленёкский и Мунский своды) и западе (Ледянский, Аянский, Юктелийский своды) Сибирской платформы. Эти поднятия представляют собой межбассейновые перегибы с мощностью рифейских отложений от 0 до 500 м. Они разделяют рифейские осадочные бассейны пассивных континентальных окраин, осложненных окраинно-континентальными рифтами, и осадочные бассейны надрифтовых депрессий, приуроченных к областям развития внутриконтинентальных рифтов.

Начиная со второй половины среднего рифея, под влиянием интен-

сивных процессов растяжения на месте Кузнецко-Алтайской системы ранних каледонид (салаирид), окраинно-континентальные рифтовые структуры и сопряженные с ними пассивные континентальные окраины на западе и юге Сибирской платформы были трансформированы в покровно-надвиговые сооружения Енисейского кряжа и Патомского нагорья. Основными типами дислокаций являются взбросо-надвиги и сопутствующие им пликативные структуры. По мере продвижений в глубь платформы интенсивность дислокаций уменьшается.

Таким образом, можно сделать вывод, что практически все сформировавшиеся к концу рифея осадочные бассейны Сибирской платформы локализируются в пределах рифтогенных структур. Приподнятые участки фундамента разделяют область развития рифейских пород на отдельные бассейны. Рифейские осадочные бассейны подразделяются на три типа: 1) бассейны внутриконтинентальных рифтов, 2) бассейны краевых поперечных рифтов и 3) бассейны пассивных континентальных окраин, трансформированных в результате столкновения плит. Для бассейнов внутриконтинентальных рифтов преобладающим типом пород являются доломиты пестроцветные, с подчиненными прослоями водорослевых известняков и пачками преимущественно пестроцветных аргиллитов и мелкозернистых песчаников. Для бассейнов краевых поперечных рифтов и пассивных континентальных окраин характерны мощные толщи переслаивания терригенных и карбонатных образований.

Литература

1. Габриэлянц Г.А., Клецев К.А., Шейн В.С. Геодинамический анализ нефтегазоносных бассейнов СССР // Геология и геодинамика нефтегазоносных бассейнов СССР. М.: ВНИГНИ, 1990. С. 4–38.
2. Сурков В.С., Коробейников В.П., Жеро О.Г. Проявления глобальных тектонических событий рифея и фанерозоя в Сибири // Науч.-техн. информ. сб. ВИЭМС. Вып. 10–11. М.: МГП «Геоинформмарк», 1991. С. 45–54.
3. Конторович А.Э., Трофимук А.А., Башарин А.К. и др. Глобальные закономерности нефтегазоносности докембрия Земли // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 8. С. 6–42.
4. Сурков В.С., Коробейников В.П., Гришин М.П. Развитие нефтегазоносных бассейнов Сибири в неогее // Отечественная геология. 1993. № 6. С. 39–45.
5. Шпунт Б.Р. Континентальный рифтогенез в позднем докембрии на Сибирской платформе // Геотектоника. 1988. № 6. С. 43–52.

Основные этапы фанерозойского высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма в Алтае-Саянской складчатой области

В последнее время стало очевидным генетическое сходство разновозрастных фанерозойских метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области (АССО), выражающееся, в частности, в систематическом проявлении в их пределах P-T-тренда «по часовой стрелке». Чаще всего, этот тренд выражается в двухстадийной метаморфической эволюции с ростом давления на первой стадии (Ку-Sil-тип) и ростом температуры при снижении давления на второй стадии (And-Sil-тип) [1,2]. Ранние Ку-содержащие метаморфиты повсеместно имеют близкие параметры метаморфизма (Западный Сангилен: P=6–8 кбар, T=550–650°C [3,4]; Томский выступ в Горной Шории: P=6–8 кбар, T=580–680°C [5]; южно-чуйский комплекс Горного Алтая: P=5–7 кбар, T=550–650°C [6]; белокурихинский комплекс в Горном Алтае: P=5–7 кбар, T=550–600°C [7]; В Иртышской зоне (Восточный Казахстан) ранний метаморфизм начался с P=7–9 кбар, T=500–560°C и далее проходил с ростом температуры до 600°C при некотором снижении давления. Возраст метаморфических образований Ку-типа часто проблематичен из-за особенностей поведения изотопных систем при умеренных температурах, а также из-за наложения более поздних мощных тепловых возмущений. В настоящее время имеются лишь единичные и часто неоднозначные указания на докембрийский и кембрийский возрасты метаморфизма этого типа.

Наложённый метаморфизм и ультраметаморфизм отличается гораздо большим разнообразием P-T-параметров. Кроме того, возраст этих событий зачастую определяется довольно надёжно на основе комплекса изотопно-геохронологических методов. Это позволяет конкретизировать условия проявления метаморфизма и скоррелировать его проявления с этапами магматизма в пределах АССО (см. материалы А.Г.Владимирова и др. в настоящем сборнике).

На среднекембрийско-ордовичском возрастном уровне фиксируется проявление ультравысокотемпературных–низкобарических пород с T более 800°C [3,4] и U-Pb возрастом по цирконам $t=442\pm 21$ млн лет [8]. С этими образованиями по геологическим данным можно предварительно скоррелировать шутхулайский комплекс в южной части Восточного Саяна, для которого пик метаморфизма определяется как T более 650°C, P=3–5 кбар [9].

На ранне-среднедевонском возрастном уровне проявляется метаморфизм повышенных температур и умеренных давлений в зоне сочленения Западного Саяна и Горного Алтая (Тонгулакский, Курайский и Телецкий хребты, вероятно, также Чулышманское нагорье). Данные о метаморфизме и возрасте по этим труднодоступным объектам разрозненные

¹ Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия.

и в настоящее время обобщены в [10]. Характерно, что признаки Ку-типа в этих комплексах практически полностью уничтожены мощными наложенными метаморфическими и магматическими событиями.

К уровню позднего девона – карбона относятся метаморфические образования Южно-Чуйского хребта ($P=1,5-3,5$ кбар, $T=600-750$ °C; $t=380-330$ млн лет, по данным Rb-Sr, U-Pb-, Ar-Ar-датирования [6,11]); метаморфизм Белокурихи (P около 3 кбар, $T=650-750$ °C; U-Pb возраст цирконов $t=311\pm 12$ млн лет [7]); метаморфиты Томского выступа ($T=680-750$ °C, $P=5-6$ кбар; U-Pb-возраст цирконов $t=320-260$ млн лет [5]). Весьма вероятно, что сюда же относятся образования тургундинского (барбышского) комплекса в Горном Алтае, который является геологическим и петрологическим аналогом метаморфитов Южно-Чуйского хребта и находится с ним в близкой геологической позиции. В одной структурной зоне с этими двумя комплексами находятся также Бодончинский, Цогтский и др. метаморфические блоки Западной Монголии, имеющие близкие параметры метаморфизма и U-Pb возраст по цирконам $t=370\pm 5, 385\pm 2$ [12].

К пермо-триасовому возрастному уровню отнесены глубокометаморфизованные образования Иртышской сдвиговой зоны, где завершающий метаморфизм начался с $P=7\pm 1,5$ кбар, $T=660\pm 60$ °C. Далее температура возрстала до 750°С, а давление снижалось до $P=5\pm 1,5$ кбар. U-Pb возраст цирконов составляет $t=265\pm 2$ млн лет (конкордантные значения).

Анализ приведенных выше петрологических и изотопно-геохронологических данных позволяет сделать вывод о последовательном омоложении высокотемпературных метаморфических и ультраметаморфических комплексов (от кембро-ордовика до перми-триаса включительно) в направлении от Сибирского континента до Восточного Казахстана. Это факт, в общем, согласуется с представлениями об омоложении аккреционно-коллизийных комплексов в данном направлении за счет последовательного приращения к Сибирскому кратону островных дуг и микроконтинентов [13, 14; и др.].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 98-05-65294, 99-05-64727).

Литература

1. Плотников А.В., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. Комплексы метаморфических ядер Шотландского (Алтайского) типа: Индикаторные признаки и геодинамическая природа // Науки о Земле на пороге XXI века: Тез. докл. М.: Научный мир, 1997. С. 145.
2. Склярёв Е.В., Владимиров А.Г. Комплексы метаморфических ядер (классификация и генезис) // ДАН. 1998. Т. 360, № 6. С. 796–798.
3. Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса // Геология и геофизика. 1991. № 3. С. 109–119.
4. Каргополов С.А. Метаморфические комплексы Сангилены (ЮВ Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1997. 20 с.
5. Плотников А.В. Метаморфические комплексы Томского выступа (Горная Шория) и их геодинамическая интерпретация: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1998. 22 с.

6. *Плотников А.В., Мороз Е.Н.* Ставролитовая изограда в низкобарической области и проблема выделения полиметаморфических комплексов высоких температур – низких давлений (на примере Южно-Чуйского хребта, Горный Алтай) // ДАН. 1999. Т. 368, № 5 (в печати).
7. *Каргополов С.А. и др.* Метаморфический комплекс в обрамлении Белокурихинского гранитного массива // Новые данные о геологии и полезных ископаемых АССО: Тез. докл. Новокузнецк, 1995. С. 228–230.
8. *Лебедев и др.* U-Pb-возраст высокотемпературного метаморфизма Сангиленга // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 3. С. 682–686.
9. *Донская Т.В.* Структурно-метаморфическая эволюция комплексов метаморфических ядер Южной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1998. 19 с.
10. *Буслов М.М.* Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозанчно-блокового типа: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1998. 44 с.
11. *Плотников А.В. и др.* Проблемы изотопного датирования полиметаморфических комплексов (на примере Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае) // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской складчатой области: Тез. докл. Кемерово–Новокузнецк, 1999. С. 140–144.
12. *Бибилова Е.В. и др.* Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая // Геотектоника. 1992. № 2. С. 104–112.
13. *Моссаковский и др.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С.3–33.
14. *Берзин и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.

**Ю.Е.Погребницкий, Ю.В.Горячев,
Е.Е.Мусатов, А.И.Трухалев¹**

Тектоника зоны сочленения океан–континент в Арктическом бассейне

Переход континент-океан в Арктическом бассейне относится к пассивному, Атлантическому, типу окраин. На геологических разрезах, пересекающих континентальные склоны и подножия этих окраин, на месте контакта разнородных кор до сих пор под осадками показывается белое пятно с указанием «транзитная зона».

Имеющиеся новейшие данные по батиметрии, гравимагнитным съемкам в совокупности с сейсмическими профилями МОВ и ГСЗ, а также геологическими наблюдениями позволяют составить схему глубинного строения и реконструировать историю развития зоны сочленения вокруг абиссального ядра Северного Ледовитого океана.

Зона сочленения образует непрерывный подвижный пояс, окаймляющий океаническое ядро. Его внутреннее строение не зависит от внутренней структуры океанического ядра, геодинамической зональности

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия.

последнего, а также от строения его коры и ее генезиса. Пояс зоны сочленения подчинен конфигурации ядра в целом и срезает структурные элементы континентальных окраин.

Ведущей тектонической структурой зоны сочленения является линейный, глубокий (8–12 км) периокеанический прогиб, имеющий нередко характер асимметричного рифтогенного прогиба с крутым приконтинентальным бортом. Периокеаническим прогибам, расположенным на месте континентального подножия, склона и прибреговой части шельфа, подчинены сопровождающие их изменчивые по масштабам поднятия и прогибы на окраине шельфа.

В сводном вертикальном разрезе периокеанических прогибов выделяются: реоморфизованный кристаллический фундамент; реликтовый (нередко редуцированный) промежуточный комплекс осадочных или осадочно-вулканогенных отложений шельфовых окраин и, наконец, толщи самого прогиба. Последние составляют нижний (поздний мел – эоценовый, или апт-датский), «предокеанический» мегакомплекс отложений, принадлежащих, вероятно, формации грубого флиша с включениями эффузивно-терригенной субформации, и верхний (олигоцен-четвертичный или палеоцен-четвертичный) «синокеанический», представленный проградационным клином, состоящим из пород глинисто-сланцевой формации с включениями водно-ледниковых миктитов. Магматические образования нижнего мегакомплекса принадлежат к субформации контаминированных толеитовых базальтов, составляющих с формацией MORB единую ассоциацию.

Комплексный анализ геологических, сейсмических и гравимагнитных данных указывает, что формирование прогибов обусловлено развитием глубинных магмоактивных разломов, в зонах которых происходит погружение эклогитизированных блоков мантии и коры с одновременным компенсационным насыщением базитами, а также базит-гипербазитовыми выплавками и протрузиями.

Как показывает гравиметрическая карта, компенсационное насыщение проседающих блоков свойственно зонам сочленения по всему периметру океанического ядра и локализуется в полосе овоидальных максимумов поля силы тяжести, расположенной близ бровки шельфа.

Асимметрия овоидальных максимумов указывает на повсеместное падение интрузивных и протрузивных тел в сторону океанического ядра. Эти тела уходят корнями под океаническое ложе и, вероятно, непосредственно связаны с астеносферой под океаническим ядром. В целом, магматогенные образования зоны сочленения континент–океан в Арктике имеют структуру обдукционной системы.

В соответствии с общей моделью структурно-вещественной эволюции Северного Ледовитого океана обдукционная система на периферии океанического ядра начала расти на рубеже раннего и позднего мела. К настоящему времени протрузивный край находится на глубине 20–25 км, дополняющие его крупные интрузии в ослабленных поперечными

разломами зонах располагаются на глубинах 12–15 км, а дайковые серии и наземные излияния погребены под проградационным клином (около 3 км) или обнажены на поверхности.

Зона сочленения океанической и континентальной литосфер в Арктическом бассейне является следствием воздействия формирующих океаническое ядро процессов на инертную континентальную литосферу, выступающую в роли преобразуемого субстрата. По тектоническому режиму и геологическим формациям подвижный пояс зоны сочленения сравним с краевыми структурами геосинклиналей на начальных, доинверсионных стадиях их развития.

В.Ф.Подурушин¹

Кольцевая структура Большого района КМВ

Структура центрального типа диаметром около 100 км почти полностью охватывает Большой район Кавказских Минеральных Вод (КМВ). В ее составе выделяются внешний, промежуточный и внутренний кольцевые разломы.

Наиболее отчетливо кольцевая структура выражена в рельефе поверхности доюрского фундамента. Между внутренним и промежуточным кольцевыми разломами на этой поверхности образуется депрессия. В юго-западном секторе разница абсолютных отметок днища и бортов депрессии достигает 700 м.

Вверх по стратиграфическому разрезу и в направлении с юга на север контрастность проявления кольцевой структуры уменьшается. Тем не менее, на современной дневной поверхности дугообразные нарушения прослеживаются почти до полного замыкания по простираию слоев осадочного чехла, особенностям рельефа, рисунку гидросети, изображению на аэрофотоснимках. Вдоль внешнего кольцевого разлома расположены субвулканические тела и центры извержений Эльбрусской вулканической области.

Северный сегмент структуры охвачен газовой съемкой. Аномалии двуокиси углерода в подпочвенном воздухе характеризуют кольцевые разломы как зоны повышенной проницаемости. Интерпретация материалов съемки показала, что на пересечении с дугообразными нарушениями отрезки широтных дизъюнктивных зон испытывают отклонение к северу.

Разновозрастные структурные поверхности Большого района КМВ имеют наклон на север-северо-восток, говорящий об общем перекосе кольцевой структуры в период альпийского орогенеза и, возможно, о

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия.

более раннем ее заложении по отношению к последнему. Начало формирования этой структуры можно отнести к ранней юре, когда в земной коре на ее площади образовался единственный на Северном Кавказе очаг гранодиоритовой магмы, с которым в плинсбахе–тоаре связано образование эффузивов андезитового состава.

Причиной возникновения кольцевой структуры Большого района КМВ предположительно послужил интенсивный мантийный энергетический поток, поднимавшийся к поверхности в узле пересечения крупных разломов общекавказского простирания, Транскавказского поперечного поднятия и Центрально-Кавказской зоны правосдвиговых дислокаций. В ранний период альпийского цикла здесь возникли участки разуплотнения земной коры, в которых основание «гранитного» слоя подвергалось анатектическому плавлению. Последующий период со средней юры до палеогена в тектоническом плане был относительно спокойным. В это время при затрудненном доступе мантийного плюмажа к поверхности происходило постепенное наращивание земной коры снизу с образованием пологого свода, постепенно затухающего в более молодых осадочных толщах.

В олигоцене–голоцене в условиях столкновения Скифской и Закавказской плит весь Северо-Кавказский краевой массив, включая кольцевую структуру Большого района КМВ, был наклонен на север-северо-восток. В неогене возобновилась магматическая деятельность, но теперь уже вдоль восточного края гранитоидного экрана, в наиболее подвижной части района. Активные центры Эльбрусской вулканической области постепенно смещались с севера на юг, наиболее ранние субвулканические интрузии Пятигорского вулканического района сменились извержениями на поверхность лав, туфов и игнимбритов Нижнечегемского и Эльбрус-Кюгенского вулканических районов.

Пространственное размещение крупнейших месторождений минеральных вод России контролируется кольцевой структурой Большого района КМВ и имеют с ней генетическую связь. Углекислый газ, насыщающий минеральные воды, является как продуктом дегазации мантии, так и термического разложения карбонатов земной коры в области аномально высокого теплового потока.

Сдвигово-ротационная модель развития Российского сектора Евразии

Под Российским сектором Евразии в данном случае понимается территория, ограниченная с запада-юго-запада северо-западным флангом планетарного Средиземноморско-Индонезийского линеамента, а с востока-юго-востока – северо-восточным флангом также планетарного Африкано-Чукотского линеамента.

Инфраструктура Российского сектора Евразии образована крупнейшими платформенными блоками земной коры: Русским, Западно-Сибирским и Восточно-Сибирским. Границами раздела, с одной стороны, и поясами сочленения, с другой, между ними являются субмеридионально вытянутые Уральский горно-складчатый пояс и Енисейский кряж.

Ранее [*Первые Горшковские чтения, 1999, с. 21–23*] нами была предложена и рассмотрена на планетарном, региональном и локальном уровнях «сдвигово-ротационная модель структурирования земной коры Русской платформы». Теперь представляется возможным «расширить» данную модель и адаптировать ее к развитию Российского сектора Евразии в целом.

В основу модели могут быть положены постулат о том, что: «...основные особенности фигуры Земли и ее внутреннего строения связываются с ее космической природой как крупного вращающегося тела» [*Проблемы глобальной корреляции геологических явлений, 1980, с. 153*], и так называемый «принцип глобализации», который может быть назван «принципом Леонова–Хаина» и который констатирует, что то или иное геологическое событие может считаться глобальным «...не тогда, когда оно устанавливается... во всех без исключения частях земного шара..., но тогда, когда совокупность его проявлений... может быть объяснена только как результат одновременного общего процесса, воздействующего на весь земной шар, хотя и не обязательно оставляющего повсюду ясные и тем более одинаковые следы» (*Там же, с. 13*).

Исходя из данных посылок, модель развития Российского сектора Евразии может базироваться на дальнедействии Средиземноморско-Индонезийского и Африкано-Чукотского планетарных линементов, отражающих наиболее глубинные – на уровне границы ядро–мантия [*Сонюшкин, Федоров, Полетаев, 1993*] – линейные неоднородности, и предопределяющих в условиях субмеридионального сжатия Земли предпочтительно правосдвиговые смещения вдоль Средиземноморско-Индонезийского линеамента и левосдвиговые – вдоль Африкано-Чукотского линеамента, а следовательно, и возможность ротационного вращения

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия.

(«проворачивания» или «прокручивания») блока Русской платформы против часовой стрелки, а блока Восточно-Сибирской платформы – по часовой.

Более детальная – региональная – реализация предлагаемой модели может быть обусловлена перемещениями платформенных блоков земной коры в условиях достаточно «жестко связанной» системы сдвигового пояса Лавразии [Поletaев, 1997], образованного сдвигами (с запада на восток): Сан-Андреас (Калифорния), Танлу (Китай), Главный Копетдагский (Туркмения), Бревард и Кабот (Аппалачи), способными «инициировать» или «провоцировать» левосторонний (против часовой стрелки) поворот блока Русской платформы и, наоборот, правосторонний (по часовой стрелке) поворот блока Восточно-Сибирской платформы.

Имеющиеся геологические и палеомагнитные данные о возможных ротационных движениях как Русской платформы в ордовике [Лубнина, 1988] и триасе [Апарин и др., 1988], так и Сибирской платформы в триасе [Баженев, Моссаковский, 1986], не противоречат предложенной модели.

Модель сдвигово-ротационного развития Российского сектора Евразии является логическим продолжением представлений, разработанных П.С.Вороновым [1968, 1993, 1997] и Л.М.Расцветаевым [1973, 1980, 1997] и трактующих особенности и закономерности структурного рисунка Северного полушария Земли с позиций динамического влияния «глобальных сдвиговых зон» (по П.С.Воронову) или «великих диагоналей Евразии» – Балтийско-Иранской и Белуджистано-Сибирской «зон глобального скалывания» (по Л.М.Расцветаеву).

Несомненно, степень опровергаемости предложенной модели в настоящее время является весьма высокой, тем не менее, ее сдвигово-ротационная основа, свидетельствующая о единстве механизма структурирования земной коры огромного – Российского – сектора Евразии, представляется наиболее адекватной и, следовательно, перспективной.

В.Н.Пучков¹

Палеогеодинамика Урала в контексте плейт-тектонических реконструкций

В настоящее время имеется довольно много публикаций, посвященных геодинамическим реконструкциям, в которых использованы, в частности, материалы по тектонике Урала [1–5 и др.]. В основе всех этих работ лежит, по сути дела, одна и та же мировая база палеомагнитных данных; эта база постоянно пополняется, а ее данные критически пересматриваются, так что ни одна новая схема не повторяет полностью

¹ Институт геологии Уфимского НЦ (ИГ УНЦ) РАН, Уфа, Россия.

предыдущую. При этом различия схем не могут быть объяснены только разным объемом и качеством использованной палеомагнитной информации. Последняя, в частности, не дает ограничений по палеоширотам, предоставляя авторам большую свободу для предположений. Кроме того, огромное значение имеют разногласия в подходе к анализу геологических данных, вследствие чего выводы о наличии, локализации и возрасте рифтов, микроконтинентов, океанических впадин, зон субдукции и их полярности, характере коллизионных зон и др. зачастую сильно различаются, и это также накладывает печать индивидуальности на предлагаемые схемы.

Автором составлена серия палеогеодинамических реконструкций для промежутка времени от 550 до 190 млн лет, отличающаяся от ранее опубликованных целым рядом существенных деталей, в частности:

1. Сделано предположение (и это не противоречит палеомагнитным данным), что Восточно-Европейский, Сибирский континенты и Западная Гондвана в конце венда образовывали единое целое, будучи «сшиты» кадомским орогеном, продолжением которого, возможно, была венд-кембрийская островная дуга Алтае-Саянской области, позднее столкнувшаяся с микроконтинентами сибирской группы и Сибирским континентом и нарастившая этот континент. Другим следствием кембрийской субдукции было столкновение Средне-Тянь-Шанского и Северо-Тянь-Шанского микроконтинентов, подготовившее возникновение Казахстанского континента.

2. В кембрии начались рифтовые процессы, которые привели в начале ордовика к распаду суперконтинента с отделением Восточно-Европейского и Сибирского континентов от Западной Гондваны и с разделением их между собой, и, как следствие, – к формированию Палеотетиса и Палеоуральского океана. В пределах последних, вследствие рифтовых процессов с перескоками осей спрединга, возникли рои микроконтинентов, которые можно объединить в уральскую, армориканскую и авалонскую группы.

3. В ордовике же заложились новая протяженная зона субдукции, в пределах которой известны островные дуги: Таконская, Салаирская и Чингиз-Тарбагатайская. Во второй половине ордовика произошло столкновение Таконской дуги с Лаврентией и аккреция последней, а также частичное столкновение Чингиз-Тарбагатайской дуги с микроконтинентами Казахстанской группы, повлекшее за собой образование Казахстанского континента.

4. Частичное заклинивание зоны субдукции вследствие коллизии привело к новой перестройке субдукционной системы. В силуре образовался ороклинальный изгиб островодужной системы вокруг севера и востока Восточно-Европейского континента (в современных координатах) с падением зоны субдукции от него, что привело к столкновению этого континента с Лаврентией, закрытию океана Япетус и образованию Евразийского континента. Напротив Восточно-Европейского континента.

нента зоне субдукции соответствует Тагильская островная дуга и ее продолжение, реликты которого выявляются в аллохтонах (?) Восточно-Уральского микроконтинента и, возможно, на Тянь-Шане.

5. Коллизия в Скандинавии вызвала, в свою очередь, новую перестройку субдукционной системы, которая с конца раннего девона огибала Евразерику уже с юга и востока, возможно, прослеживаясь на восточную и южную окраины Казахстанского континента, где возник вулканоплутонический пояс. Напротив бывшего Восточно-Европейского континента этой субдукционной системе отвечала Ирландская островная дуга, позднее трансформировавшаяся в Магнитогорскую, с падением зоны субдукции от континента. На Алтае в это время также возникла островная дуга, падавшая под Сибирский континент и не связанная с Ирландской.

6. В позднем девоне Магнитогорская дуга столкнулась с южноуральской частью пассивной окраины Восточно-Европейского континента, что привело к аккреции этой окраины и новой перестройке субдукционной системы. На этот раз на Южном Урале возник вулканоплутонический пояс с падением зоны субдукции под Восточно-Европейский континент. Зона субдукции, возможно, образовала в это время крутой ороклинальный изгиб вокруг Казахстанского континента, огибая его с севера (в современных координатах) и меняя при этом полярность.

7. Возможности субдукции (связанные с наличием океанической коры) на Урале были исчерпаны в среднем карбоне, что привело к перерастанию ее в жесткую коллизию типа континент–континент и формированию двустороннего орогена. Лишь на севере (в районе Карского моря) еще оставалось небольшое океаническое пространство.

8. В юрское время, в результате перемещений по сдвигам в пределах уже сформировавшейся Пангеи, последние остатки океанической коры были субдуцированы и произошла коллизия, непосредственно между блоками бывших Восточно-Европейского и Сибирского континентов, приведшая к складчатости в пределах Пай-Хоя, Новой Земли, Таймыра и Верхояно-Колымской области.

Литература

1. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7–8, 1994. С. 59–75.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
3. Scotese C.R., Golonka J. Paleogeographic Atlas. PALEOMAP Project. Dept. of Geology, the University of Texas at Arlington, 1993. 32 slides.
4. Sengur A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 34, № 6435. P. 299–307.
5. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van Der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic – a tale of Baltica and Laurentia // Earth-Science Reviews. 1996. V. 40. P. 229–258.

Глубинная тектоника Земли

Проблема глубинной тектоники Земли является одной из наиболее важных и сложных в области общей геологии. Она предполагает комплексный подход к ее решению. Ниже дается ряд положений, касающихся разработки этой проблемы.

1. Как основа тектонических и геодинамических построений используется новая модель глубинного строения Земли. Вместо традиционного деления мантии на верхнюю и нижнюю в ней выделяется шесть геосфер, различающихся особенностями распределения неоднородностей. Важнейшим элементом модели является обособление средней мантии между глубинными уровнями 840–1700 км (здесь и ниже возможны отклонения). Между нею, верхней и нижней мантией выделяются зоны раздела I и II, имеющие мощность соответственно 170 и 500 км. Верхняя мантия на уровне 410 км делится на нижнюю (до глубины 670 км) и верхнюю части. Нижняя мантия лежит в интервале глубин 2200–2900 км и включает как составную часть слой D'', разделяющий мантию и ядро Земли. Помимо сейсмотомографических данных, модель основывается на данных экспериментов о минеральных преобразованиях для разных глубинных уровней и о важнейших внутримантийных сейсмических границах.

2. Предложенное расчленение мантии позволило дифференцированно подойти к анализу внутреннего строения геосфер, их тектонических и геодинамических особенностей. Соответствующие построения привели к заключению, что конвективные тепломассопотоки существуют в каждой геосфере, т.е. на всех глубинных уровнях, вызывая в определенных ситуациях тектоническое течение и тектонические срывы глубинных масс. Последние, возникая в запредельных термодинамических обстановках, в свою очередь, могут генерировать энергию, достаточную для зарождения локальных конвективных ячеек. Этот вывод радикально меняет весьма упрощенные и ограниченные представления о тектонике глубин, существующие в литературе.

3. Анализ сейсмотомографических материалов показывает, что в мантии наблюдается несовпадение структурных планов на различных глубинах (глобальная дисгармония глубинных геосфер), наличие астенотиниз, их отрыв от своих корней, что предполагает латеральное перераспределение мантийного вещества. Это обуславливает послонинверсионное размещение аномалий: области высокоскоростной верх-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

ней мантии на уровне средней мантии подстилаются низкоскоростными (разогретыми) массами, и наоборот. Некоторые из наиболее мощно выраженных на поверхности тепломассопотоков (например, Гавайский и Южно-Атлантический) не имеют продолжения в средней или нижней мантии. Наличие бескорневых разогретых объемов на фоне общей слоистой структуры мантии предполагает, по нашему мнению, латеральную подвижность мантийного вещества.

4. Новая модель включает и такие элементы, как сквозьмантийные плюмы, поднимающиеся от границы ядро–мантия, и компенсирующие их даунвеллинги охлажденных мантийных масс. Крупнейшим апвеллингом является Южно-Тихоокеанский суперплюм – область мощнейшего подъема разогретого вещества. Второй по мощности «колонной разогрева» является Индо-Африканский суперплюм. Высокоскоростные аномалии приурочены к различным глубинным уровням. Наиболее крупные из них расположены в пределах средней и нижней мантии. Первой соответствуют Циркумтихоокеанская аномалия (или система аномалий) и аномалия Тетис, соответствующие Тихоокеанскому и Альпийско-Гималайскому складчатым поясам, второй – Азиатская, по видимому, соответствующая области палеозоид Азии. Сказанное указывает на пространственную связь высокоскоростных аномалий с областями тектонического скупивания.

Первичный импульс дает энергия, привносимая из области ядра. Однако процесс тектонического скупивания сам может генерировать энергию, достаточную, чтобы образовать локальный тепломассопоток. Тем самым создается новый источник тектонической энергии. Такие потоки весьма разномасштабны, располагаются на разных глубинах, имеют различную ориентировку и поверхностную форму. Мантийные сферы не только поглощают или проводят энергию, идущую из ядра, но и сами порождают энергетические импульсы. В результате общая картина распределения глубинных тектонических полей оказывается очень сложной.

5. Сказанное легло в основу разработки фундаментальной проблемы тектоники: структурной асимметрии Земли, делении ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический тектонические сегменты.

Тихоокеанский сегмент отличается очень длительным, устойчивым процессом саморазвития симатической коры. В литосфере Пацифики нет ни геологических, ни геофизических признаков присутствия когда-либо в этой области континентальных масс. Существующее здесь Восточно-Тихоокеанское поднятие, являющееся частью Мировой рифтовой системы, зародилось на океанском ложе. В нем фиксируются более высокие скорости спрединга, чем в других хребтах упомянутой системы. В Тихом океане распространены крупные поднятия с утолщенной корой симатического типа, также составляющие специфическую черту его тектоники.

Данный сегмент включает также Тихоокеанский тектонический пояс, кольцом охватывающий Тихий океан. В его пределах известны офиоли-

товые серии, имеющие возраст около 1,0 млрд лет и позволяющие считать, что океан в то время уже существовал.

Мантия под Тихим океаном в основном характеризуется преобладанием пониженных сейсмических скоростей, указывающих на ее относительно разогретое состояние.

Индо-Атлантический сегмент, в противоположность Тихоокеанскому, характеризуется сосредоточением в нем всех кратонов, существующих на Земле, история развития которых восходит к раннему архею, а равно расположенных между ними разновозрастных складчатых поясов. В этом сегменте происходили многократные процессы континентального рифтогенеза, дрейф материковых масс, их повторное объединение, образование и замыкание вторичных океанов. Молодые Атлантический и Индийский океаны по тектоническим признакам резко отличаются от Тихого. Скорости спрединга в них значительно меньше. Их структурный план более расчленен, широким распространением в них пользуются микроконтиненты. Дрейф гондванских континентальных масс происходил в сторону континентов северного ряда, что вызвало приращение площадей последних. Омоложение новообразованных океанов шло в обратном направлении.

На основе данных сейсмофотографии делается заключение, что сложной поверхностной структуре Индо-Атлантического сегмента отвечает усложненная структура мантии, включающая разноуровневые и разномасштабные аномалии. В целом, для Индо-Атлантического сегмента, в отличие от Тихоокеанского, характерно пестрое распределение в различной степени разогретых и охлажденных глубинных масс.

6. Предложена новая модель сочленения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. На западе Пацифики выделен латеральный ряд тектонических зон (с востока на запад: Алеутско-Меланезийская, Филиппино-Тонганская, Индонезийско-Тасманская), имеющих микроплитное строение и сложную геодинамику, отражающую кинематическое взаимодействие мантийных масс сегментов. Микроплитные системы в течение всего фанерозоя концентрировались в пределах широкого, сложно построенного пояса, охватывавшего в той или иной мере также подвижные пояса современной Восточной Азии. Его пространственное положение во времени менялось, однако пояс постоянно существовал как область раздела между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами.

7. Не только присутствие древних офиолитов по окраинам Тихого океана, но и палеотектонические реконструкции показывают, что структурная асимметрия Земли существует по крайней мере с середины рифея. Однако сравнительно-планетологические данные позволяют считать, что Тихоокеанская неоднородность может отражать первичную неоднородность в строении Земли.

В современной структуре внешняя микроплитная система области сочленения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов (Алеутско-

Меланезийская) занимает окраинную часть океанского дна. Этот факт, наряду с палеореконструкциями, привел к выводу о геодинамической экспансии в ходе геологической истории Индо-Атлантического сегмента в отношении Тихоокеанского. Данный вывод имеет общепланетарное значение, поскольку раскрывает крупную закономерность в тектоно-геодинамической эволюции Земли в целом.

Таким образом, деление Земли на два сегмента, различающихся строением, геологической историей и геодинамикой, есть ее фундаментальное свойство.

8. Выполненные построения позволили констатировать, что тектоническая активность проявляется на всех глубинных уровнях мантии. Тем самым, в понятие «тектоносфера» необходимо включать не только литосферу или верхнюю мантию, как это принято, но все мантийные геосферы, вплоть до самых больших глубин.

Новые модели глубинного строения Земли и глубинной тектоники, а также учение о структурной асимметрии Земли – базисные основы формирующейся новой глобальной геологической теории.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64039).

С.В.Пчелинцев¹

Структурные парагенезы северной части Магнитогорской зоны и ее обрамления (Южный Урал)

На рассматриваемой территории с запада на восток выделяются следующие структурно-формационные зоны: Уралтауская (Уралтауский антиклинорий), Вознесенско-Присакмарская (западная часть Магнитогорского синклинория), Сугомакско-Кацбахская и Сысертско-Ильменогорская (западная часть Восточно-Уральского антиклинория).

Уралтауская и Вознесенско-Присакмарская зоны разделены Главным Уральским разломом (ГУР), а Вознесенско-Присакмарская и Сысертско-Ильменогорской – субмеридиональная субвертикальная Сугомакско-Кацбахская разломная зона (зона сдвигов). Уралтауская и Сысертско-Ильменогорская зоны сложены докембрийскими гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами, вендскими и кембрийско-ордовикскими графитистыми кварцитами; Вознесенско-Присакмарская зона – ордовикскими базит-гипербазитовыми комплексами, девонскими островодужными комплексами, раннекаменноугольными известняками и кремнисто-углеродистыми сланцами. В пределах Сугомакско-Кацбахской

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

сдвиговой зоны встречаются как вендско-кембрийские графитистые кварциты Сысертско-Ильменогорской зоны, так и ордовикские базит-гипербазитовые комплексы и визейские вулканиты Магнитогорской мезозоны.

В Уралтауской и Вознесенско-Присакмарской зонах толщи интенсивно смяты в линейные и брахиморфные складки с простирием осевых плоскостей (ОП), в целом параллельном простирианию ГУРа и прорваны позднепалеозойскими гранодиоритами, а в Вознесенско-Присакмарской зоне широко развиты надвиговые и наложенные на них сдвиговые деформации [1, 2]. В Сугомакско-Кацбахской зоне толщи смяты в линейные и брахиморфные субмеридиональные складки и прорваны позднепалеозойскими граносиенитами, а в Сысертско-Ильменогорской зоне, по данным геологической съемки, в складки, как минимум трех генераций – СВ, СЗ и субмеридионального простирианий. В архейско-нижнепротерозойском ярусе встречены складки всех трех генераций, в вендском – складки СЗ и субмеридионального простириания, а в палеозойском – только субмеридионального простириания.

Докембрийские толщи прорваны среднепалеозойскими гранитоидами и миаскитами и позднепалеозойскими гранитоидами, причем внутренняя структура среднепалеозойских магматических образований, по данным К.П.Плюснина, также деформирована в складки субмеридионального простириания. В результате проведенного структурно-парагенетического анализа в районе максимального сближения этих зон (широта г. Миасс) установлено пять фаз деформаций, нашедших отражение в пяти разновозрастных системах структурных парагенезов (СП).

1. СП₁ этапа D₁ проявлены в Сысертско-Ильменогорской зоне, СП₂ этапа D₂ – в пределах Сысертско-Ильменогорской и Сугомакско-Кацбахской сдвиговой зон, СП_{3,5} этапов D_{3,5} проявлены во всех четырех зонах.

2. СП₁ этапа D₁ представлены субмеридиональной сланцеватостью S₁, субмеридиональной субгоризонтальной линейностью L₁, будинаж-структурами, субмеридиональными вязкими правыми сдвигами, асимметричными сдвиговыми складками и пloyками жильной полосчатости правого и левого типов F₁ с субвертикальными шарнирами, птигматитовыми складками и пloyками жил F₁, перпендикулярных к простирианию сланцеватости.

На D₂ формируется СП₂ – субмеридиональные вязкими левыми сдвигами, а сланцеватость предыдущего этапа сминается в левосдвиговые складки F₂ с погружением шарниров преимущественно в СВ-направлении.

На этапе D₃ происходит линеализация структур в восточной краевой части Уралтауской зоны, в Вознесенско-Присакмарской, Сугомакско-Кацбахской и Сысертско-Ильменогорской зонах и формируется СП₃ – субмеридиональные линейные и брахиморфные складки и пloyки сланцеватости F₃ с крутыми осевыми плоскостями ОП₃, мульен-структу-

рами в замках и субгоризонтальными субмеридиональными шарнирами В₃, межзерновой кливаж S₃, параллельный ОП₃, В-линейность L₃, будинаж-структуры.

Этап D₄ связан с формированием СП₄ – субмеридиональные вязкими левые (в Уралтауской и Вознесенско-Присакмарской зонах) и правые (в Сугомакско-Кацбахской и Сысертско-Ильменогорской зонах) сдвиги, асимметричные сдвиговые складки и плойки F₄, соответственно, левого и правого типов с круто погружающимися шарнирами В₄ в СВ и, реже, в ЮЗ направлении, будинаж- и муллин-структуры в крыльях складок, субширотные жилы отрыва, субмеридиональный кливаж плойчатости S₄ и сланцеватость S₄, параллельные осевым плоскостям складок F₄.

На этапе D₅ возникает СП₅ – субширотные хрупкие левые и правые сдвиги и сдвиго-сбросы как правого, так и левого типа, не сопровождающиеся складкообразованием.

3. СП₁ этапа D₁ формировались при вызванном интенсивным субширотным сжатием пластическом течении вещества в кристаллическом фундаменте Сысертско-Ильменогорского блока в субмеридиональном субгоризонтальном направлении. СП₂ этапа D₂ отражают преимущественно левосдвиго-взбросовые деформации в пределах Сысертско-Ильменогорского блока и Сугомакско-Кацбахской сдвиговой зоны. СП_{3.5} этапа D_{3.5} соответствуют обстановки интенсивного сжатия в субширотном или СЗ-ЮВ направлении, на этапе D₃ происходили надвиговые (сдвиго-надвиговые) движения и деформации общего смятия, на этапе D₄ – вязкие сдвиговые деформации вдоль плоскостей сместителей субмеридиональных сдвигов, на этапе D₅ – хрупкие блоковые подвижки по субширотным сдвигам и сдвиго-сбросам.

4. Структурные парагенезы этапа D₁ накладываются на сложно смятые докембрийские комплексы и являются синхронными среднепалеозойским гранитоидам Сысертско-Ильменогорской зоны. Структурные парагенезы этапа D₂ формировались в средне-позднепалеозойское время и накладываются на вендско-кембрийские графитистые кварциты и ордовикские базит-гипербазитовые комплексы Сугомакско-Кацбахской зоны и на среднепалеозойские гранитоиды Сысертско-Ильменогорской зоны, но срезаются позднепалеозойскими граносиенитами и гранитоидами. Надвиговым деформациям и деформациям общего смятия этапа D₃ подвергаются турне-визейские (возможно, серпуховские) и более древние толщи и комплексы. Толщи сминались в складки в позднепалеозойское время и запечатывались позднепалеозойскими гранодиоритами и граносиенитами. На этапе D₄ происходят подвижки по сдвигам в гранодиоритах и граносиенитах с их катаклазированием и рассланцеванием. Деформации этапа D₅ происходили уже после формирования основных структурных зон Урала, так как субширотные разломы этого этапа смещают границы самих структурно-формационных зон.

5. Первые два этапа отражают, по-видимому, коллизии островных дуг с Сысертско-Ильменогорским блоком (соответственно, силурийской

островной дуги с Сысертско-Ильменогорским микроконтинентом и девонской островной дуги с Казахстано-Киргизским континентом [3, 4]). Структурные парагенезы этапа D_{3-5} формировались уже при коллизии Казахстано-Киргизского континента с Восточно-Европейским континентом. При ранних коллизионных процессах (этапы D_{1-2}) надвигание островодужных комплексов шло в сторону Сысертско-Ильменогорского блока, на поздних стадиях (этапы D_{3-5}) – в сторону Восточно-Европейского континента.

Литература

1. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.* Геологический разрез через Южный Урал // Геотектоника. 1996. № 3. С. 13–24.
2. *Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н.* Строение и фазы деформаций северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38–50.
3. *Язева Р.Г., Бочкарёв В.В.* Геодинамическая реконструкция Среднеуральского альпинатипного шарьяжа // Геотектоника. 1993. № 2. С. 20–28.
4. *Язева Р.Г., Бочкарёв В.В.* Силурийская островная дуга Урала: Структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 2. С. 32–44.

А.М.Пыстин¹

Тектоническая позиция и возраст эклогитов Урала

На Урале эклогиты пространственно связаны с так называемым высокобарическим поясом, протягивающемся вдоль Главного Уральского разлома на расстоянии около 2000 км. Однако в пределах пояса они распространены локально и встречаются исключительно в раннедокембрийских комплексах, слагающих небольшие тектонические блоки. В пределах этих комплексов эклогитсодержащие породные ассоциации залегают в относительно узких (от сотен метров до нескольких километров) зонах «неуральской» (субширотной, северо-западной, восток-северо-восточной) ориентировки и, вероятно, фиксируют положение древних тектонических швов.

Возраст проявления метаморфизма эклогитовой фации определяется цифрами 1,7–2,3 млрд лет, полученными по циркону Pb-Pb методом с использованием термоионной эмиссии [1]. Датировки рутила и слюд эклогитов в интервале 0,35–0,38 млрд лет [2] фиксируют время эксгумации эклогитсодержащих комплексов.

Приуроченность эклогитов к зоне Главного Уральского глубинного разлома, объясняется тем, что именно здесь происходило наиболее ин-

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

тенсивное выведение глубинных блоков кристаллического основания на уровень современного эрозионного среза.

Литература

1. *Сумин Л.В., Малышев В.И., Березина Е.В. и др.* К методике определения возраста цирконов и некоторых других минералов по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ // Проблемы геохронологии изотопной геологии. М., 1981. С. 169–181.
2. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строение Урала. Екатеринбург, 1998. 252 с.

Расцветаев Л.М.¹

Об определении параметров горизонтального сокращения литосферы, связанного с развитием глубинных содвиговых зон (к постановке задачи)

Ранее [1–3] автором был выделен особый класс дизъюнктивных структур – содвиги, характерной особенностью которых является сближение крыльев дизъюнктива в направлении, поперечном разделяющему их шву. К этому классу структур относятся стилолиты, кливажные и межбудинные швы, трещины сплющивания, «дизъюнктивы сжатия», содвиговые швы и шовные зоны, зоны расплющивания и рассланцевания («зоны смятия»), офиолитовые сутуры и безофиолитовые коллизийные швы.

Наиболее крупные содвиговые структуры тяготеют к осевым частям внутриконтинентальных линейных складчатых сооружений коллизийного типа, где они образуют протяженные субвертикальные дизъюнктивные системы, проникающие на значительную глубину тектоносферы и сопровождающиеся интенсивным деформированием горных масс, коллизийным магматизмом и стресс-метаморфизмом (например, «рубцовые зоны» альпийских геологов, осевые зоны Пиренеев и Б.Кавказа); на крыльях этих дизъюнктивных систем (представляющих собой глубинные разломы содвигового типа) часто отмечаются каскады тектонических покровов, сложенных обычно линзовидными пластинами сильно деформированных и расплющенных пород; породы эти были выжаты из содвиговых зон и перемещены на склоны возникшего над содвиговой зоной горно-складчатого поднятия [4–6].

Сочетание трех резко различных, но тесно связанных типов структурных парагенезов – 1) глубинные системы очень интенсивных складчато-содвиговых дислокаций, слагающие приосевые части складчатых со-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

оружий: изоклинные сильно кливажированные складки; круто залегающие линзовидные пластины сильно деформированных и расплюснутых пород, разделенные субвертикальными содвиговыми швами и рубцовыми зонами; 2) значительно менее деформированные периферические зоны складчатых систем (крылья осевого содвиг), обычно нарушенные системами сколовых разрывов надвигового, взбросового или сдвигового типа, а также связанными с ними складчатыми деформациями; 3) в разной степени сохранившиеся или размытые субгоризонтально наслоенные пластины и пакеты разновозрастных тектонических покровов, выжатых из глубинных содвиговых зон и перекрывших глубинные структуры периферических зон, – образует общий структурный ансамбль покровно-содвигового складчатого сооружения.

Примерами таких сооружений являются Альпы, Пиренеи, Гималаи, Урал и мн. др. К этому же типу структур мы относим и Б.Кавказ, хотя покровные наложения на его крыльях значительно уступают по своему развитию и сохранности таковым Альп, Пиренеев и Гималаев. Важной особенностью всех этих внутриконтинентальных коллизионных структур является наличие литосферного (главным образом, верхнекорового) корня под осевой зоной содвигов, мощных олистостромово-молассовых отточек по их периферии и следов продольного латерального оттока верхнекорового материала от центральных частей сооружений к их периклиналям (в виде чередования структур выжимания и нагнетания, а также периклиналильных зон поперечного сжатия). Весь этот комплекс тектонических, седиментационно-денудационных, магматических и метаморфических явлений отвечает классическому определению орогенного режима; по нашим представлениям, главным структурным процессом этого режима является активное развитие глубинных содвиговых зон на стыках конвергирующих литосферных глыб.

Исходя из предложенной выше геодинамической модели покровно-содвиговых складчатых сооружений и основываясь на реальных особенностях геологического строения Большого Кавказа, мы попытались оценить суммарную амплитуду и среднюю скорость позднеальпийского горизонтального сближения Северо-Кавказской и Закавказской плит в зоне Большекавказского содвиг. Для этого был подсчитан суммарный объем корового вещества, выдавленного из содвиговой системы Большого Кавказа [6] вниз (сиалический «корень»), вверх (горные массивы, выжатые покровы и продукты их размыва – олистостромы и молассы) или вбок (линеаризация складчатого сооружения за счет проградации осевой содвиговой зоны; струживание части выжатых тектонических масс на периклиналильных окончаниях складчатого сооружения с образованием горизонтальных диапиров и систем поперечных надвигов и складок).

Исходя из реального распределения мощностей позднекайнозойских олистостромовых и молассовых толщ в обрамляющих Б.Кавказ прогибах, из конфигурации горного рельефа и геофизических данных о мощности земной коры, суммарный объем горных масс, удаленных из зоны

сдвигения, можно оценить в 4 млн куб. км. Цифра эта, однако, сильно преуменьшена: оценка современного твердого стока в устьях Терека, Кубани, Куры и Риона и сопоставление их с твердым стоком в устьях Волги и Дона [7] позволяют полагать, что большая часть позднекайнозойских осадков Восточно-Черноморской, Среднекаспийской и Южно-Каспийской впадин также имеет кавказское происхождение, так что объем тектонически извлеченных из недр Большого Кавказа горных масс должен быть существенно увеличен. Принимая длину осевого глубинного сдвига 1000 км, среднюю мощность верхней коры 20 км и длительность позднеальпийского орогенного этапа 50 млн. лет, получаем общую величину сближения крыльев Большекавказской зоны глубинных сдвигов за весь орогенный этап не менее 200 км при средней скорости сдвигения не ниже 0,4 см/год. По данным [8–10], суммарное послемеловое сближение палеомагнитных широт Дагестана и Армении составило 600 ± 350 км, а средние скорости перемещения литосферных плит в этом регионе не превышают 1–2 см/год.

Таким образом, общая амплитуда и средняя скорость закрытия Большекавказской содвиговой зоны соизмеримы с полученными другими методами параметрами схождения литосферных плит, хотя и несколько им уступают. Вероятно, после того как отмирают зоны поглощения океанической коры и происходит столкновение континентальных глыб с образованием сиалических «пробок», дальнейшее схождение форландов складчатой зоны идет по затухающей, а образующиеся при этом глубинные содвиговые структуры играют роль демпфера, поглощающего часть кинетической энергии сближающихся плит и тормозящего работу плитно-тектонического конвейера. Содвиговый процесс должен учитываться при палеотектонических построениях как реальная альтернатива процессу субдукции.

Литература

1. *Расцветаев Л.М.* О некоторых общих особенностях структуры и альпийской геодинамики Большого Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки, 1995. С. 257–260.
2. *Расцветаев Л.М.* Содвиговые структуры литосферы и новейшая геодинамика коллизионных зон // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. Программа и тезисы XXIX Тектонического совещания. М., 1996. С. 116–118.
3. *Расцветаев Л.М.* Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 136–140.
4. *Аджирей Г.Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 155 с.
5. *Руженцев С.В.* Альпы // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 189–196.
6. Тектоника Европы и смежных областей / Под ред. А.В.Пейве, В.Е.Ханна, М.В.Муратова / М.: Наука, 1978. 588 с.
7. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: Прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
8. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса. Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.

9. *Лилиенберг Д.А.* Новые представления о закономерностях и механизмах современной геодинамики морфоструктур Крыма, Кавказа и Каспия // Геоморфология гор и равнин: Взаимосвязи и взаимодействие. Краснодар, 1998. С. 285–287.
10. *Левнев А.К.* Об экспериментальной проверке тектоники литосферных плит и других геодинамических задач геодезии // Исследования движения земной коры. М., 1994. С. 23–31.

**Л.М.Расцветаев¹, Т.Ю.Тверитинова¹, Н.Н.Курдин¹, Н.Л.Энна²,
С.Г.Корсаков²**

Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа

Позднеальпийское развитие Кавказа происходит в обстановке субмеридионального сжатия, вызванного сближением Евразийской и Аравийской литосферных плит. Эта общая тектодинамическая обстановка определила многие важные особенности регионального структурного рисунка Большого Кавказа и смежных областей – например, преобладающее развитие здесь широтных структур сжатия, сочетающихся с диагональными сдвиговыми системами и субмеридиональными сбросо-раздвиговыми зонами (главный динамический парагенезис структурных форм). Вместе с тем, при деформировании неоднородных в структурном, вещественном и реологическом отношении объемов горных пород здесь формируются и иные структурные парагенезисы – в частности, такие, которые связаны с тектоническим перемещением горных масс (**кинематические парагенезисы**).

Продольная тектоническая зональность Большого Кавказа определяется, прежде всего, разной степенью вертикального перемещения и горизонтального сжатия сиалических масс.

Наиболее сжатой и приподнятой является узкая (20–60 км) протяженная (1100 км) **осевая мегазона**, в структуре которой преобладают элементы нормального сжатия и правого сдвига. Ведущий тип альпийских разломных структур в этой мегазоне – субвертикальные дизъюнктивы нормального сжатия, или **содвиги**. Вдоль содвиговых зон идет интенсивное **расплющивание** материала и его отток в стороны и/или по вертикали, происходит схождение противоположащих крыльев. Маловязкие включения и блоки, крутозалегающие структуры и слои расплющиваются и утоняются, превращаясь в субвертикальные линзовидные пластины – будины и мегалитоны, разделенные притертыми швами, зонами рассланцевания и тектонического меланжа; происходит как бы всеобщее (и на разных структурных уровнях) раскливаживание осевой мегазоны.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² ФГУП «Кавказгеолсъемка», Ессентуки, Россия

Субгоризонтально залегающие структурные элементы, как правило, утолщаются, часто неравномерно. Наклонные поверхности (в том числе – дизъюнктивные) в условиях сильного бокового сжатия являются неустойчивыми и переориентируются в субвертикальные.

Наряду с расплющиванием горных пород, характернейшей особенностью содвигового типа деформаций является **тектоническое течение** горных масс вдоль содвиговой зоны (как в вертикальном, так в горизонтальном или косых направлениях). Образующиеся при этом структуры течения и нагнетания (тектонические потоки, зоны вращения, области тектонического сгуживания – ядра нагнетания, вертикальные и горизонтальные диапиры) имеют различную ориентировку кинематических и тектодинамических осей, разнообразную конфигурацию и масштабы проявления – от микроскопического до регионального; в последнем случае эти структуры сильно влияют на общий облик структурного рисунка осевой зоны и должны учитываться при регионально-тектонических исследованиях. Наиболее яркие примеры таких структур латерального тектонического выжимания удается наблюдать на восточном, а в особенности, – на западном периклинальных окончаниях Большого Кавказа. Приведем некоторые примеры структур расплющивания, течения и выжимания.

В осевых зонах **Центрального Кавказа** резко доминируют содвиговые системы, согласные с генеральным простираем складчатых структур Центрального Кавказа: зоны концентрации трещин сплющивания, содвиговые швы и системы «дизъюнктивов сжатия», системы кливажа и сопровождающих их «вязких» разрывов, коллизионные швы и шовные зоны, зоны расщепления и зоны смятия, а в породах метаморфического фундамента – узкие зоны катаклазитов, бластомилонитов, филлонитов, а иногда и глубоко метаморфизованных пород. Все эти зоны чрезвычайно сильно линейризованы и, как правило, обладают субвертикальным залеганием. Они сопровождаются поперечными к ним системами растяжения, выраженными зонами отрывов, сбросов и системами магматической проницаемости, причем наиболее крупные из этих систем растяжения отчетливо выражены в рельефе долинами рек, дренирующих горные сооружения Центрального Кавказа.

К этим же зонам приурочены основные вулканические центры Центрального Кавказа, а также районы проявления новейшего интрузивного магматизма. Содвиго-раздвиговый парагенезис дизъюнктивных зон осевых частей Центрального Кавказа осложнен диагональными и продольными к ним сдвиговыми нарушениями. Наиболее крупные из содвиговых зон – Тырнаузская, Южно-Штулинская, Гвелетская, Бурон-Ларская шовные зоны и Приводораздельная система субвертикальных дислокаций, сопровождающая зону «Главного надвига». На южном склоне Б.Кавказа широко развиты взбросо-надвиговые, а еще южнее – покровные структуры; последние могут быть связаны как с выполаживанием фронтальных частей надвиговых пластин, так и с выжиманием материала

ла из содвиговых шовных зон осевых частей Б. Кавказа. Большая часть всех этих структур сформировалась в условиях субмеридионального (реже – северо-восточного) горизонтального сжатия и укорочения земной коры.

На Юго-Восточном Кавказе долготное сжатие наиболее мощно проявилось западнее р.Пирсагат, перед фронтом выдвинутого на север угла Закавказского микроконтинента. Здесь развиты высокоамплитудные субширотные взбросы и надвиги (Малкамудский, Гуздучайский, Зангинский, Кайнарский, Сулучайский), сочетающиеся с сильно сжатыми складками. Восточнее интенсивность деформаций резко снижается – особенно в пределах южного склона, где многие складки приобретают брахиформные очертания; сокращается площадь, занимаемая антиклиналями, снижается их высота, уменьшается амплитуда разрывов и одновременно появляются структурные признаки близширотного сжатия. Наиболее отчетливо они выражены в структуре Ковдаг-Сумгаитской флишевой зоны (в пределах Северного Кобыстана). Здесь фиксируются широтные сдвиги (как правые, так и левые) и меридиональные складки, с которыми обычно ассоциируют параллельные им разрывы взбросо-надвигового типа. Формирование этого структурного парагенезиса могло происходить в условиях латерального (вдоль генерального простиранья кавказских мегаструктур) тектонического транспорта, вызванного оттоком материала в восточном направлении из мест наибольшего сжатия к периклинали складчатого сооружения. Возможно, именно с таким механизмом продольного латерального выдавливания в условиях неравномерного бокового сжатия следует связывать образование Астраханских покровов.

Основной структурный рисунок Северо-Западного Кавказа (СЗК) определяется сочетанием субширотных или запад-северо-западных структур сжатия с правыми сдвигами северо-западного или субмеридионального простиранья, сформированных в обстановке субмеридионального и северо-восточного тангенциального сжатия. Существенная роль принадлежит здесь содвиговым структурам – субвертикальным разрывам взбросо-сдвигового или сдвиго-сдвигового типов (обычно они тяготеют к ядрам сильно сжатых антиклиналей или границам тектонических зон). Пакеты сильно дислоцированных пород, выжатые вверх из взбросо-сдвиговых сутур, часто образуют мелкие складки или пологие надвиги, во фронтальных частях переходящие в шарьяжи. Продольная зональность осложнена поперечными флексурно-разрывными зонами субмеридионального и северо-восточного простиранья, на востоке имеющими облик сбросо-раздвигов и правых сдвигов, а западнее г.Индюк приобретающими признаки зон сжатия. Полевыми тектонофизическими исследованиями зафиксированы следы трех основных тектонических полей напряжений, связанных с воздействием тангенциального сжатия северо-восточной, северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Северо-западное тангенциальное сжатие доминируют в

пределах Анапской и Туапсинской поперечных флексур, в меньшей степени в – районе Новороссийск-Абинской зоны.

В силу отчетливой реологической расслоенности стратиграфического разреза, складчатость носит здесь ярко выраженный дисгармоничный характер. Наиболее важные региональные горизонты срыва и дисгармонии – мощные глинистые толщи нижней и средней юры, нижнего мела и майкопской серии. В ядрах антиклинальных складок обычно отмечается резкое возрастание мощностей глинистых толщ по сравнению со смежными синклиналями, а на их крыльях – широкое развитие последних смещений сдвигового, взбросового или сбросового типов. Чрезвычайно важную роль играют процессы пластического и разрывно-глыбового (квазипластического) тектонического течения горных масс, следствием которого является формирование разнообразных структур нагнетания различной ориентировки и конфигурации.

Послойное перераспределение материала приводит не только к общей дисгармонии всей структуры, но и к образованию диапиров с вертикальным, горизонтальным или косым направлением тектонического транспорта. Структуры латерального течения отмечаются, например, в нижнемеловых песчано-глинистых породах приядерной части Семигорской антиклинали в районе пос. Грушовка, где круто наклоненные к северо-западу и сильно будинированные слои альба торцом притыкаются к крутым продольным сбросо-сдвигам, отделяющим ядерную часть складки от северного и южного ее крыльев, сложенных верхнемеловым флишем в «общекавказском» залегании.

Перетекание пластичного материала происходило здесь от приосевых частей синклиналей к оси антиклинали и одновременно с востока на запад – вдоль оси складчатого сооружения от центральных его частей к периклинали. Связно-катакластическое тектоническое течение устанавливается и в приядерной части Гойтхского антиклинория. В разрезах ааленской алеволито-глинистой толщи по рекам. Елизаветинка, Пишиш и М. Псеушко отмечается чередование линз и пластин (как правило, круглых или субвертикальных) интенсивно дислоцированных, сильно будинированных пород, нередко образующих зоны дисгармоничных горизонтальных складок с субвертикальными шарнирами и торцовыми сочленениями крыльев и рассеченных линзовидными включениями полосчатых катаклазитов и тектонических брекчий. Полосы сильно тектонизированных пород чередуются с линзами почти не дислоцированных аргиллитов со скорлуповатой или характерной «щепчатой» отдельностью, которые как бы «плавают» внутри зоны тектонического меланжа.

Представляется, что тектоническое течение горных масс в ядре Гойтхского антиклинория – важный структурообразующий процесс, с которым связан определенный комплекс весьма значимых региональных дизъюнктивных и складчатых структур.

Структуры латерального течения, отражающие общее перемещение тектонического материала вдоль оси складчатого сооружения от цен-

тральных частей Большого Кавказа (т.е. из области максимального сжатия и сокращения коры) **на северо-запад**, играют значительную роль в общем структурном рисунке СЗК. Сквозь сетку продольных, диагональных и поперечных дизъюнктивных зон, слагающих деформационный каркас этого региона, отчетливо просвечивает несколько «**кометообразных**» структур, состоящих каждая из: (1) обширной области тектонического сучивания на западе (зона нагнетания – расширенная или «головная» часть структуры течения) и (2) значительно более узкой линейной зоны расплющивания на востоке (зона оттока, или «хвостовая» часть структуры течения). В пределах СЗК намечаются три крупные структуры такого типа – Гойтхско-Ачишхинская (Шесси-Семашинская область тектонического сучивания на западе и Шахе-Ачипсинская зона расплющивания на востоке), Ахтырско-Навагинская (Шебш-Убинская область растекания и Хотыпс-Навагинская зона сжатия) и Анапско-Джубгинская (Псебепс-Баканская зона нагнетания и Шапсухо-Михайловская зона выжимания).

Все эти звенья единого Западно-Кавказского тектонического потока, реализующего процесс **общего неравномерного перемещения масс в западном направлении**, ограничены с запада поперечными флексурами антикавказского простираения – Туапсинской, Новороссийско-Абинской и Анапской. Будучи первоначально структурами сбросо-сдвигового типа, эти поперечные зоны явились естественными барьерами на пути регионального тектонического потока и были преобразованы в структуры сжатия. На СЗК имеются и локальные структуры течения, связанные с частными структурными неоднородностями.

Выводы. Структуры расплющивания и тектонического течения – важнейшие элементы внутреннего строения осевой мегазоны Большого Кавказа. С этими структурами мы связываем крупномасштабное содвижение Закавказской и Северо-Кавказской плит, а также линейаризацию разделяющей их глубинной содвиговой зоны.

**И.Н.Резанов, Г.И.Татьков, В.Л.Коломиец,
М.А.Нефедьев, Г.И.Чебаков¹**

Оценка сеймотектонической активности блоково-разрывных структур Усть-Селенгинской депрессии (восточное побережье оз. Байкал)

Геологические критерии сейсмопрогноза основываются на фактах приуроченности землетрясений к молодым подвижным зонам. С целью

¹ Геологический институт БНЦ СО РАН, Улан-Удэ, Россия

выявления сейсмоактивных объемов и характера тектонических движений в Усть-Селенгинской впадине проведено картирование разрывных нарушений на основании дешифрирования космофотоснимков. Геофизическими методами выполнена полевая заверка установленных разломов. Для реконструкции полей тектонических напряжений проведено их изучение комплексом приемов трещинного анализа. Подтверждено плановое положение и прослежены активные разломы глубокого заложения четырех направлений. Мощность их 40–400 м, падение плоскостей сместителей преимущественно субвертикальное. Часть заверенных разломов представляют ступенчатые сбросо-сдвиги, но многие из них не имеют видимых смещений.

Представление о морфоструктуре района получено путем морфометрического анализа топокарты масштаба 1:100 000 на основании дешифрованных разрывных нарушений, в итоге которого по методике А.В. Орловой составлена схема рельефообразующих движений и блоковых структур Усть-Селенгинской впадины. Анализ блоковых структур показал, что в пределах западной части впадины выделяется приподнятый блок – Твороговское поднятие. Близкие по высоте поднятия свойственны также и СВ сектору. В целом, для этой части впадины характерна ступенчатость рельефа. Наибольшие рельефообразующие подвижки происходили по разломам в пределах Фооновской структурной перемычки и горного обрамления. В рельефе района выделяются разломы двух систем взаимно перпендикулярных направлений (северо-восточного и северо-западного, субмеридионального и субширотного). Наиболее амплитудными являются разломы СВ простирания. Причем, для данного простирания одна сторона, несмотря на разновысотность блоков, на всем протяжении оказывается опущенной, противоположная – приподнятой. Этот факт является определяющим в процессе формирования современного рельефа. Преобладающими в состоянии динамического равновесия являются блоки с осредненной абсолютной высотой 462 м.

По результатам реконструкции напряженного состояния составлены схемы ориентации главных нормальных напряжений и простирания плоскостей воздействия главных касательных напряжений Усть-Селенгинской впадины. Установлено, что напряженное состояние является двусосным, при нем процесс деформации может быть проанализирован в горизонтальной плоскости. Расчет коэффициента Лодэ-Надаи выявил в большей части впадины его нулевое значение ($\mu=0$), что свидетельствует о преобладании напряжения чистого сдвига. Исходя из этого, схема региональных тектонических напряжений построена с учетом двух субгоризонтально ориентированных осей главных нормальных напряжений: ось σ_3 ориентирована с СВ на ЮЗ (187°), а ось σ_1 – с СЗ на ЮВ (с наклонами к горизонту не более 20°). Траектории растягивающих напряжений образуют в плане симметричную систему выпукло расположенных относительно оси регионального растяжения линий, сходящихся к области пересечения ее с осью регионального сжатия. Система

траекторий действия сжимающих напряжений как бы «перетянута» в средней части, образуя симметричное расположение в плане вогнутых линий, расходящихся в противоположные стороны относительно оси регионального сжатия, особенно широко – на южном фланге в пределах Калтусного прогиба Усть-Селенгинской впадины. Изменения траекторий как сжимающего, так и растягивающего напряжений по-разному взаимодействуют с двумя системами разрывных нарушений. Эти обстоятельства при соответствующих условиях приводят к перемещениям сдвоя-сбросового характера.

Схема действия максимальных касательных напряжений характеризует два их различных типа. Тип сдвигового поля касательных напряжений, отражающих действие τ_{\max} с правосдвиговой составляющей СЗ простираения и с левосдвиговой составляющей СВ простираения, характерен для большей части Усть-Селенгинской впадины, расположенной севернее разрыва Посольского субширотного заложения. К югу от этого разлома подобный тип сдвигового поля касательных напряжений имеет обратную ориентировку лево- и правосдвиговой составляющей. Выявленный процесс дает основание анализировать ситуацию следующим образом.

1. Там, где максимальные касательные напряжения совпадают с простираениями разрывов, они обуславливают направления сдвигов. Поэтому, в данном поле напряжений должны быть активными разломы СВ и СЗ простираений.

2. Субмеридиональные разрывы удовлетворяют геометрическим условиям, при которых направления максимальных касательных напряжений располагаются в промежуточном значении между плоскостью разрывного смещения, что обуславливает сбросо-сдвиг. Субмеридиональные разрывы обеспечивают поверхности сбрасывания, располагающиеся почти параллельно направлению главного сжимающего напряжения и перпендикулярны к главному растягивающему.

3. Система главных и касательных напряжений определяет сдвиговые, сбросо- и взбросо-сдвиговые перемещения фрагментов одного и того же блока вдоль разломов субширотного простираения в противоположные стороны в местах пересечения их разрывами близперпендикулярной ориентировки.

Полученная на основании анализа напряженного состояния реконструкция кинематики разрывных нарушений отражает прямую зависимость упругого высвобождения накопленных деформаций с плотностью распределения эпицентров землетрясений. Наиболее сейсмоактивными представляются нодальные плоскости разрывов СВ простираения, которые совпадают с плоскостями максимальных касательных напряжений. К таковым могут быть отнесены фрагменты разрывных нарушений прибрежной части Усть-Селенгинской впадины, ограниченной разломом Дельтовым СВ простираения. Вследствие влияния местных полей напряжений, этот разлом подвержен воздействию растягивающих напряжений ($\mu = -1$). Зона динамического эффекта выявленного нами разлома Берего-

вого на отрезке вдоль берега оз. Байкал вплоть до Твороговского разлома также испытывает раздвиго-сдвиговое напряжение ($\mu=0,5$). Подобная кинематическая ситуация устанавливается в Усть-Селенгинской впадине вдоль субмеридиональных разломов ($\mu=-1$), где наблюдается субпараллельное разрыву направление траекторий главных сжимающих напряжений, что обеспечивает опускание системы блоков и подразделяет эпицентрально поле на более активную и менее активную части.

Наибольшей концентрацией очагов землетрясений выделяются блоки, симметрично расположенные между ортогонально пересекающимися разломами Береговым и Фофоновским. Зона разлома Берегового, простирание которого СВ:37°, испытывает напряжение сжатия в направлении ЮВ:162°. Область пересечения этого разлома с Фофоновским, заложеном в направлении СЗ:310° и освоенном р. Селенгой, может быть разделена на квадранты сжатия и растяжения. Судя по тому, что вдоль линии разлома Берегового в зоне дельты р. Селенги сосредоточен ряд эпицентров землетрясений, можно полагать, что она соответствует линии активного разрыва, а оба пересекающихся разлома являются nodальными плоскостями, которые представляют собой контакты вдавленных и выдавленных блоков. Очевидно, что напряжения при землетрясениях развиваются во всем объеме квадрантов сжатия, в границах которых располагаются относительно приподнятые блоки, даже в пределах дельтовой равнины, где до подъема уровня Байкала в связи с заполнением Иркутского водохранилища с XIX века располагались мелкие населенные пункты. Повторными геодезическими нивелировками по реперам Селенгинского профиля, в районе с. Байкало-Кудара в пределах краевой части “вдавленного” – восточного блока установлено опускание на 5 мм для относительно спокойного, в сейсмическом смысле, периода 1969–1975 гг. [Колмогоров, 1975]. Область пересечения этих двух разломов с разнонаправленными движениями является дизъюнктивным узлом, соответствующим очаговой области землетрясений ближайшего будущего. Потенциально опасными в сейсмическом отношении являются дизъюнктивные узлы и вне зоны эпицентрального поля, где они проявлены более низкими значениями энергетического класса. К ЮВ от разрыва Дельтового, зона разломов Фофоновского и Кабанского не представляет потенциальной опасности для возникновения крупных землетрясений. Исключение может составить район Фофоновской тектонической перемычки, где фиксируется дизъюнктивный узел из трансрегиональных разломов пяти направлений.

Разломы субширотного простирания в южной части Усть-Селенгинской впадины пребывают в состоянии двуосного горизонтального сжатия в направлении главной оси сжимающего напряжения. В системе с субширотными разломами действуют разломы субмеридиональных простираний, которые подвержены напряжению растяжения. Подчиненные действию единого поля нормальных и касательных напряжений блоковые перемещения формируют здесь опускание – Калтусный прогиб.

Глубинное строение и сеймотектоника Охотии и Курило-Камчатского региона

Для рассмотрения глубинного строения региона использовался комплекс геолого-геофизических данных, характеризующих современное строение и состояние земной коры. Обработка исходных данных и районирование по типам земной коры (сеймотектоническим обстановкам) проводилась с использованием процедуры кластерного анализа совместно с данными по другим регионам Северной Евразии, материалы по которым имеются в нашей базе данных. Результаты типизации земной коры в пределах Охотского региона и обрамляющих акваторий указывают на преимущественное развитие в его пределах возбужденных деструктивных современных эндогенных режимов тафrogenного типа. В противоположность этому Курило-Камчатский регион является в настоящее время ареной деятельности двух эндогенных режимов – того же деструктивного тафrogenного, с модификациями в зависимости от стадии его проявления, и платформенного, сменившего ранее существовавший также тафrogenный.

Для определения сейсмического потенциала Охотии [1] и Курило-Камчатского региона в качестве сеймотектонической основы использовались данные типизации земной коры. Предполагалось, что все районы распространения одного и того же типа сеймотектонической обстановки характеризуются одинаковой величиной сейсмического потенциала ($M_{\text{макс}}$), независимо от его уровня, реально зарегистрированного к настоящему времени. В целом, сейсмогенная структура прогнозной сейсмичности региона довольно проста и образует овал по обрамлению Охотского моря, в пределах акватории которого сильные землетрясения не прогнозируются. Участком с наиболее высоким уровнем сейсмического потенциала является Сахалинский, в пределах которого зарегистрированы и прогнозируются землетрясения типа Монеронского и Нефтегорского, меньшим потенциалом характеризуются смежные с Охотским морем участки Камчатки и Северо-Востока, а наименьшей его величиной – Прикурильские части Охотии. Для Курильского региона в целом характерен очень высокий уровень сейсмического потенциала с $M_{\text{макс}} > 8,0$ и также неравномерное его распределение вдоль простираения Курильской дуги. Максимальной величины он достигает в южной и северной ее частях, тогда как в центральной его характеризуют меньшие величины $M_{\text{макс}}$.

Сопоставление данных о величине прогнозируемого сейсмического потенциала с реальными активными структурами земной коры (разры-

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

² СахалинВНИПИМорнефть, Оха, Россия

вами, блоками) позволяет уточнять пространственное положение потенциальных очагов с разной магнитудой, а также выявлять потенциальные очаговые зоны (ПОЗ). В пределах Курило-Камчатского региона наиболее опасные из них вытянуты в полном соответствии с простираем Курильской дуги в виде нескольких (3–4) полос, характеризующихся разными значениями $M_{\text{макс}}$. Относительно низкомагнитудные ПОЗ формируют поле поперечной зональности.

Суммарная годовая сейсмическая энергия, выделившаяся в пределах всей Евразии с 1994 г., существенно увеличилась: в 1994 и в 1995 гг., она возросла примерно в 5 раз по сравнению с 1993 г. и почти в 20 раз по сравнению с 1991 и 1992 гг. [2, 3]. Основной вклад внесли сильнейшие мелкофокусные землетрясения Курило-Камчатской, Японской, Сахалинской островных дуг и о-ва Тайвань. Если в 1991–1993 гг. на восточной активной континентальной окраине Азии регистрировалось ежегодно 5–6 сильных сейсмических событий с магнитудами 6,5 и более, то в 1994 г. их уже случилось 14, в 1995 – 20, а в 1996 – 12. Многие землетрясения носили разрушительный характер.

Очаги наиболее сильных землетрясений на материковом склоне Курило-Камчатской дуги, могут быть отнесены к двум основным типам согласно решению фокального механизма и результатам исследования афтершокового процесса.

К первому типу относятся надвиговые подвижки по пологой плоскости, погружающейся к западу, под островные дуги. Эпицентральные зоны очагов этого типа (к примеру, очаг Кроноцкого с $M=7,9$ землетрясения 5 декабря 1997 г. на Восточной Камчатке) были ориентированы параллельно островной дуге и располагались на материковом склоне. Они наиболее полно соответствуют понятию о «межплитных» землетрясениях [2–4]. Смещение в очаге как бы прямо отражает процесс субдукции – поддвижение Тихоокеанской плиты под островную дугу.

Второй тип сейсмических очагов можно назвать «внутриплитным». Эти мелкофокусные землетрясения также возникли под приостровным склоном, на северо-западном борту Курило-Камчатского глубоководного желоба. Действующая плоскость в очагах этих сейсмических событий (к примеру, Шикотанского землетрясения 4 октября 1994 г. с $M_s=8,4$ на Южных Курилах [3]) была ориентирована параллельно островной дуге и очень круто погружалась в восточном направлении под глубоководный желоб. Сейсмогенерирующая подвижка в очаге такого землетрясения представляет собой взброс более нижней части приостровного склона относительно более верхней. Поскольку очаг землетрясения с такой значительной магнитудой имеет огромные размеры, то он проникает в литосферу, разрезая сейсмофокальную зону Бенъофа на всю ее мощность. Сейсмические очаги этого типа совершенно не вписываются в представления о сейсмичности, вызванной процессом субдукции.

Региональное поле напряжений по сейсмологическим данным для активной восточной окраины Азиатского континента таково, что главная

ось сжатия ориентирована вкрест простирания островных дуг и полого погружается в сторону глубоководного желоба. Ось растяжения круто наклонена в сторону океана. При такой ориентировке осей напряжений скальвающими плоскостями являются взаимно пересекающиеся поверхности, параллельные островной дуге, одна из которых полого погружается под нее и представляет собой почти чистый надвиг островной дуги на глубоководный желоб, а вторая – круто падающий под желоб взброс более нижних частей приостровного склона на более верхние. Этим поверхностям на приостровном склоне отвечают реальные геологические структуры: крупный, погружающийся под островную дугу, пологий надвиг кристаллических пород, подстилающих приостровный склон, на рыхлые осадочные образования желоба с амплитудой смещения до 60 км, с одной стороны, и серия круто падающих в восточных румбах взбросов, выраженных в подводном рельефе склона несколькими субпараллельными грядами – с другой.

Именно к этим структурам приурочены действующие плоскости в очагах «межплитных» и «внутриплитных» землетрясений островной дуги. Более того, очаги того и другого типа, перекрещиваясь в недрах, генетически связаны друг с другом. Близвертикальный взброс «запирает» свободное перемещение по поверхности глубинного надвига. Возникающий барьер через некоторое время взламывается землетрясением «межплитного» типа, и в тот же момент на близвертикальном разломе возникает новый сейсмический барьер, препятствующий на сей раз свободному смещению крыльев взброса и т.д. Часто наблюдается быстрая смена подвижек того и другого типа в очагах в одних и тех же местах. Так, главный толчок Шикотанского землетрясения имел вид «внутриплитного», а его сильнейший афтершок, происшедший через несколько дней, может считаться «межплитным». В то же время, очаг Кроноцкого землетрясения является «межплитным», а сильный афтершок, случившийся в тот же день, но несколькими минутами позже, является «внутриплитным».

Общая геодинамическая модель сейсмической активизации на Тихоокеанской окраине Азии может выглядеть следующим образом. Глубинные процессы тафрогенеза под задуговым бассейном, убыстряясь, вызывают нарастание сжимающих напряжений в районе островной дуги. При этом возникает ряд мелкофокусных сильнейших землетрясений межплитного и внутриплитного типов, охватывающих верхнюю, приостровную часть зоны Заварицкого–Беньофа в пределах описанных выше ПОЗ. Таким образом, сейсмическая активизация активной континентальной окраины обусловлена глубинными процессами под внутренним морем.

Работа поддержана РФФИ (проект №99-05-64582) и МНТЦ (грант 1121).

Литература

1. *Reisner G., Rogozhin E., Kharakhinov V.* Okhotia: Definition of Types of the Earth's Crust and the Seismic Potential // *J. Earthquake Prediction Research*. 1998. V. 7, № 3. P. 366–370.
2. *Zakharova A., Poigina S., Rogozhin E., Starovoit O.* Earthquakes in Eurasia in 1995 // *J. Earthquake Prediction Research*. 1998. V. 7, № 2. P. 196–214.
3. *Рогожин Е.А., Захарова А.И.* Тектоническая природа сейсмической активизации 1994–1996 гг. на восточной активной окраине Азии // *Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. (Материалы XXXI Тектонич. Совещ.; Т. 2. М.: ГЕОС. 1998. С. 118–121.*
4. *Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года: Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчат. гос. акад. рыбпром. Флота, 1998. 294 с.*

М.В.Родкин¹

Палеозона субдукции в Южном Каспии – новые свидетельства и возможная роль во флюидогеодинамике региона

Ранее уже обращалось внимание [1 и др.] на развитие в области Южного Каспия глубокой сейсмичности и на наличие здесь мощных надвиговых зон. На основании этих данных высказывалось предположение о существовании здесь неразвившейся зоны субдукции (говорить о полномасштабной зоне не казалось обоснованным ввиду малого числа подкорковых землетрясений, не позволяющего выявить пространственные характеристики зоны, и недостатка иных независимых подтверждений).

Комплексный (с использованием ГИС) анализ данных по Каспийскому региону позволил получить дополнительные сведения. Было показано наличие в исследуемом регионе мощной и протяженной градиентной зоны высот геоида. Эта зона перекрывает часть бассейна Южного Каспия и прилегающих горных сооружений. Наиболее высокоградиентные участки зоны маркируют область Апшеронского порога и надвиговые структуры южного обрамления Каспия и Предкавказья. Аналогичные по своим характеристикам высокоградиентные зоны соответствуют современным зонам субдукции и глубинным литосферным надвигам.

Довольно убедительные результаты были получены и при анализе сейсмотомографических данных по скоростям волн V_s , [2]. Выявилось, что чрезвычайно мощный осадочный чехол Южно-Каспийской котловины подстилается относительно высокоскоростной зоной, ниже которой (на западе котловины) располагается волновод со скоростями, типичными для осадочных (и метаосадочных) комплексов. Проведенный анализ показал наличие устойчивых регрессионных соотношений между параметрами сейсмических слоев, при этом выявилась «определяющая»

¹ Геофизический центр РАН, Москва, Россия

роль мантийного волновода. В пространственном отношении волновод испытывает погружение от глубин около 20 км вблизи Апшеронского порога до 60–70 км под – южной оконечностью Каспия.

Для Южного и (частично) Среднего Каспия характерна также аномально высокая суммарная электропроводность верхней коры. При этом величина проводимости значимо коррелирует с сейсмическими параметрами волновода и осадочного чехла, но не с характеристиками теплового режима. Отсюда представляется резонным связать аномалию проводимости с флюидонасыщенностью соответствующих слоев.

Приведенные данные: пространственное расположение низкоскоростного слоя и его вероятная высокая флюидонасыщенность дают основания трактовать его как слой осадков, затянутых в верхнюю мантию в ходе (палео)субдукции. Поверхностным проявлением этой структуры являются грязенефтяные вулканы, расположение которых коррелируется с областью подъема кровли волновода к земной поверхности.

Предположение о наличии под Южным Каспием зоны (палео)субдукции подкрепляется независимыми данными. Так в [3] делается вывод о повышенной средней плотности верхней мантии в западной части ЮжноКаспийской котловины и предполагается развитие здесь нисходящей ветви конвективной мантийной ячейки. В [4] показано наличие аномально низкой добротности мантии под хребтом Эльбурса, причем ориентация вектора слабого поглощения соответствует (по аналогии с другими зонами) погружению зоны субдукции в субмеридианальном направлении. В [5, 6] говорится о повышенной концентрации ряда микроэлементов и хлора в осадках Южно-Каспийской котловины, что связывается с разгрузками здесь сильноминерализованных глубинных вод.

Естественно возникает вопрос о возможной роли предполагаемого слоя субдуцированных осадков как источника водных и углеводородных флюидов. Действительно, подводными исследованиями современных глубоководных желобов выявлены многочисленные грязевые вулканы и зафиксированы мощные флюидные выбросы. Применительно к Каспийскому региону полезность даже сугубо ориентировочной оценки роли возможной зоны субдукции как дополнительного источника водноуглеводородных флюидов очевидна ввиду актуальности проблем оценки нефтегазоносности региона и изменчивости водного режима Каспия.

Потенциальная роль зоны палеосубдукции как источника УВ флюидов может рассматриваться как достаточно значимая. Объемы вещества РОВ в этой зоне достаточны для формирования крупных месторождений. Имеются и прямые указания на важную роль глубинных источников в формировании УВ запасов Каспийского региона. Аномально большой (превышающий прогнозные запасы газа в известных осадочных толщах) объем выбросов метана грязевыми вулканами Апшерона отмечается в [7]. Изотопный состав углерода имеет особенности, характерные для месторождений активных окраин, в нефтях встречаются остатки растений, не свойственные известным приповерхностным осадоч-

ным комплексам, на старых отработанных месторождениях часты случаи наполнения коллекторов новыми порциями (глубинных?) углеводородов.

Менее значительна роль зоны субдукции как возможного источника пополнения водного баланса Каспия. Предварительные оценки средних водных потоков из зоны палеосубдукции дают значения разгрузок менее 1% от стока Волги. Отметим, однако, что эти разгрузки (по-видимому) должны иметь импульсный характер, а в этом случае их роль может оказаться заметной.

В заключение отметим связь проблемы роли палеозон субдукции как возможного источника УВ флюидов с проблемой генезиса гигантских месторождений УВ. Согласно выводам [8], условиями образования таких месторождений являются: огромная величина исходного объема РОВ, концентрированность путей переноса и преобразование РОВ по схеме проточного реактора, наличие дополнительных источников энергии для переработки РОВ, наличие мощных потенциальных коллекторов для продуктов преобразования. Легко видеть, что эти требования выполняются в палеозонах субдукции. Большая величина запасов и концентрация путей выноса обеспечиваются самой структурой таких зон, большая глубина погружения и энергия механических преобразований пород обеспечивают дополнительные источники энергии, а перекрывающие пути выноса УВ заполняющие палеожолоб мощные толщи осадков создают хорошие предпосылки для формирования коллекторов и слабопроницаемых экранов. Реальность отмеченной связи подкрепляется приуроченностью крупных месторождений УВ к глубинным надвиговым структурам и сопряженностью многих нефтегазоносных провинций с древними зонами субдукции.

Автор выражает глубокую благодарность всем участникам проекта создания (использованной в данной работе) базы данных по Каспийскому региону.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (проект №95-07-19378).

Литература

1. *Лилиенберг Д.А.* Проблемы морфотектоники, геодинамики и геоэкологии Каспия на международных симпозиумах 1995 года // Изв. РАН. Сер. географ. 1998. № 6. С. 140–146.
2. *Якобсон А.Н.* Сейсмическая томография посредством рэлеевской волны // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 126–135.
3. *Artemjev V.T., Kaban M.K.* Density inhomogeneities, isostasy and flexural rigidity of the lithosphere in the Transcaspiian region // Tectonophysics. 1994. V. 240. P.281–297.
4. *Японичев Ю.Ф.* Lateral inhomogeneities of the lithosphere and asthenosphere and their relation to tectonics and seismicity // J. Earth. Pred. Res. 1992. V. 1. P. 207–221.
5. *Брусилковский С.А., Гладкова Е.В., Хлистунов В.В.* К характеристике микрокомпонентного состава донных осадков Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 151–163.
6. *Брусилковский С.А., Лаптева Л.А.* Хлорность иловых растворов – геохимический индикатор

субмаринной разгрузки подземных вод в Каспийское море // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 168–188.

7. *Вальев Б.М.* Угледородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа. 1997. №9. С. 30–37.
8. *Трофимук А.А., Молчанов В.И., Параев В.В.* Особенности геодинамических обстановок формирования гигантских месторождений нефти и газа // Геология и геофизика. 1998. №5. С. 673–682.

А.Г. Родников, Н.А. Сергеева, М.В. Родкин, Л.П. Забаринская¹

Глубинное строение переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану

Современный этап развития наук о Земле характеризуется особым вниманием к исследованию глубинного строения планеты, вызванным необходимостью решения теоретических проблем геодинамики, эффективного прогнозирования скрытых на глубине полезных ископаемых, изучения вопросов сейсмической опасности, предсказания и уменьшения ущерба от стихийных бедствий, в особенности тех, которые обусловлены землетрясениями и извержениями вулканов, а также изучения проблем, связанных с сохранением окружающей среды.

Исследование выполнено в рамках международного проекта «Геотраверс» по трем глубинным разрезам тектоносферы (включающей литосферу и астеносферу), построенным на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.

Первый геотраверс, пересекающий Сихотэ-Алинь, Японское море, о-в Хонсю и Северо-Западную котловину Тихого океана, был подготовлен совместно с японскими учеными.

Второй геотраверс, пересекающий Северо-Китайскую равнину, Восточно-Китайское море, островную дугу Рюкю, Филиппинское море, Марианскую островную дугу и Северо-Западную котловину Тихого океана, был построен совместно с японскими и китайскими специалистами.

Третий геотраверс пересекает Сихотэ-Алинь, Татарский пролив, о-в Сахалин, Курильскую котловину Охотского моря, Курильскую островную дугу и Северо-Западную котловину Тихого океана.

Длина геотраверсов составляет несколько тысяч километров при глубине 100 км. Данные по разрезам дополнены батиметрической, магнитной, гравитационной и геологической картами. Проведены модельные расчеты глубинных температур, аномалий плотности и мощности упругой литосферы вдоль геотраверсов. Результаты сопоставления полученных материалов показывают, что вариации кровли астеносферы, выде-

¹ Геофизический центр РАН, Москва, Россия

ляемой по сейсмическим данным и материалам магнитотеллурического зондирования, коррелируют с глубинами расчетной изотермы 1000°C. Относительно низкие значения температуры в кровле астеносферы указывают на развитие подплавления в условиях наличия в мантии водного флюида. Отличительной особенностью строения переходной зоны является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, процессы в котором определяют тектоническое строение региона.

К геодинамическим районам активным районам приурочены диапиры аномальной мантии, характеризующейся пониженной плотностью, высоким поглощением сейсмических волн, повышенной электропроводностью, связанной с частичным плавлением и наличием флюида. На поверхности поднятию астеносферы соответствуют рифтовые структуры и излияния толеитовой магмы. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем больше плотность теплового потока и моложе возраст толеитов, перекрывающих глубоководные котловины окраинных морей.

Под древними палеогеновыми глубоководными котловинами окраинных морей, такими как Филиппинская котловина, астеносфера залегает на глубине 50–80 км, под неогеновыми котловинами, например, котловина Паресе-Вела Филиппинского моря или Курильская котловина Охотского моря, астеносфера установлена на глубине примерно 30 км, а под плиоцен-четвертичными (современными) междуговыми бассейнами астеносфера располагается под земной корой на глубине всего 20–10 км, обуславливая раскол литосферы, образование рифтовых структур, излияние базальтовой магмы и проявление гидротермальной активности. Гидротермальная активность приурочена к рифтовым структурам междуговых молодых трогов, таких как Марианский, Окинава, Курильская котловина, где наблюдается наивысший уровень залегания астеносферы. Отмечается соотношение: апвеллинг астеносферы к подошве коры островной дуги – раскол литосферы с формированием междуговых трогов – образование магматических очагов в коре и мантии – рифтогенез на поверхности с толеитовым магматизмом и гидротермальным проявлением сульфидов.

Осадочные бассейны окраинных морей, пересекаемые геотраверсами, отличаются аномальным глубинным строением по сравнению с другими районами. Для них характерны: локализация астеносферного диапира под осадочными бассейнами; рифтовые структуры или спрединговые центры в основании осадочных бассейнов; активный вулканизм в начальной стадии образования осадочных бассейнов, связанный с гидротермальными процессами и формированием сульфидов; высокая плотность теплового потока, обусловленная подъемом астеносферы к поверхности. Вероятно, что астеносферный диапир с частичным плавлением вещества представляет собой канал, по которому горячие мантийные флюиды из астеносферы проникают в осадочные бассейны.

В 1998 г в Геофизическом центре началась работа по оцифровке геотраверсов и связанных с ними карт, представляющая собой первый этап

создания базы данных цифровых моделей литосферы Тихого океана на основе геотраверсов, доступной в сети Internet. Эта работа проходит в рамках программы международного проекта «Global Geoscience Transects».

Оцифровка проводится с целью 1) архивации первичных данных; 2) представления данных в форме, удобной для сравнения, дополнения и обработки; 3) создания базовой основы данных для использования их в дальнейшем при моделировании геодинамических процессов и построения моделей глубинного строения литосферы.

Работа осуществляется по трем направлениям: а) сбор всех данных геолого-геофизических исследований в регионе геотраверсов; б) оцифровка геолого-геофизических разрезов и сопровождающих их карт; в) создание сопроводительных гипертекстовых документов.

Сформирована компьютерная база данных, включающая результаты батиметрических, гравиметрических и магнитных измерений в ходе морских геофизических исследований на научно-исследовательских судах всего мира за последние 35 лет (из базы данных по морской геофизике «GEODAS») данные о тепловом потоке (из каталога значений теплового потока мира), данные о гипоцентрах и энергетических характеристиках землетрясений за период с 1904 по 1999 г. (из мирового каталога землетрясений «Preliminary Determination of Epicenters», NEIC, USA), данные о линейных магнитных аномалиях (с оцифрованной «Карты линейных магнитных аномалий по акватории Мирового океана»), геолого-геофизические данные, полученные в скважинах глубоководного бурения (из баз данных «Deep Sea Drilling Project» and «Ocean Drilling Program»), геохимические данные по морским минеральным образованиям (из базы данных «Marine Minerals»), значения высот рельефа и глубин Мирового океана, усредненные по 5 минутной и 2 минутной сетке, рассчитанные значения геомагнитного поля по модели IGRF-1995.0 и значения высот геоида и аномалий в свободном воздухе, рассчитанные по мировой системе EGM96.

Переведены в цифровой вид геологические данные и результаты ГСЗ. С применением программного пакета Surfer32 по полученным первичным данным построены различные геофизические карты в изолиниях и объемных изображениях. Адрес в интернете <http://www.wdcb.rssi.ru/GCRAS/traverse.html>.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-07-90201).

Литература

1. Родников А.Г., Родкин М.В., Строев П.А., Уеда С., Исэдзакэ Н., Сики Ц. Глубинное строение и геофизические поля вдоль геотраверса Филиппинского моря // Физика Земли. 1996. №12. С. 100–108.
2. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Под ред. А.Г.Родникова, И.К.Туезова, В.В.Харахинова. М.: Национальный геофизический комитет, 1996. 337 с.

3. *Rodnikov A.G. Results of Research of the Russia–Japan Geotraverse Project // Tectonics of Subduction in the Nankai Trough. Tokyo, Japan, 1998. P. 15.*
4. *Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Rodkin M.V., Zabarinskaya L.P., Stroev P.A., Rashidov V.A. Database of the Pacific Lithosphere Digital Models from Geotraverses: Abstracts of IUGG 99. Birmingham, UK, 1999. ST4.*

О.М.Розен¹, В.С.Федоровский²

Расслоение континентальной коры и выплавление гранитов в коллизионных системах

1. Континентальная коллизия – основной геологический процесс, формирующий структуру материков, выплавление гранитоидов, их перемещение и концентрацию внутри коры и, как следствие, – расслоение материковой коры на нижнюю и верхнюю оболочки. Гранитоиды в этом плане могут рассматриваться как индикатор самой коллизионной геодинамики. В докладе предпринята попытка системной характеристики трех основных уровней глубинности гранитного процесса (рисунок):

а) современные расплавные горизонты внутри коллизионной коры (геофизические и геохимические данные по плиоцен-четвертичным гранитам, Гималаи и Кавказ);

б) гранито-гнейсовые ареалы верхней коры, палеозоиды Западного Прибайкалья;

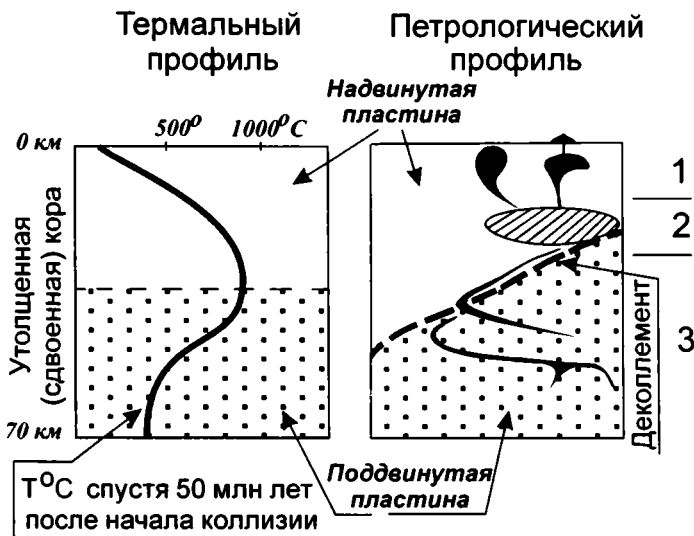
в) истощенная (по граниту) нижняя кора, ранний докембрий Анабарского щита.

2. Расплавные горизонты установлены геофизическими методами в земной коре современных активных горных сооружений (Гималаи, Кавказ). По физическим свойствам они отвечают граниту в субликвидусном состоянии и возникают в результате парциального плавления вещества коры, инициированного коллизионным разогревом. Он достигается за счет сложения радиогенной (коровой) составляющей теплового потока пластин коры, нагроможденных в процессе коллизии. Весьма заметной может быть и теплота трения между пластинами. В целом, как показывают данные по Гималаям, коллизионная геодинамика оказывается вполне достаточной для гранитной выплавки.

3. Гранитный расплав возникающий в разогретой области коры, поднимается вверх до тех пор, пока не будут достигнуты условия изостатического (плотностного) равновесия с вмещающими породами. Подъем гранитного материала вызывает обогащение верхних горизонтов коры

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

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Принципиальная схема гранитного процесса в коллизионных системах

1 – область разгрузки гранитной жидкости (интрузии и вулканы); 2 – область накопления расплава в условиях изостатического равновесия, а также выплавления гранитного материала; 3 – область парциального плавления и выдавливания гранитного расплава

литофильными элементами и, как показали результаты расчетного геохимического моделирования, в подстилающих горизонтах нижней коры происходит комплементарное истощение этими элементами (базификация). Таким образом возникает геохимическая расслоенность континентальной коры на верхнюю – существенно гранитную, и нижнюю – гранулито-базитовую.

4. Слою гранитного материала, разогретому до субликвидусных температур, свойственны конвективные перемещения масс (внутрислоевая конвекция) вследствие естественных неоднородностей теплового поля. Это является причиной формирования структурных ансамблей, связанных с купольным тектогенезом. При прекращении коллизионного подвигания одной сиалической плиты под другую достаточно быстро происходит эрозия верхних складчатых комплексов возникшего при коллизии горного сооружения. На поверхность выходит накопившийся существенно гранитный (гнейсово-купольный) слой. Его изначальная мощность, как сейчас установлено, составляет примерно 10 км, что соответствует мощности верхней коры изостатически уравновешенных (пенепенизированных) древних щитов. Именно здесь, на огромных площадях древних кратонов, преобладают гнейсово-купольные ансамбли.

5. Концентрация гранитного материала в пределах верхней коры – один из основных результатов коллизионной геодинамики. Вместе с тем, на формирование гранито-гнейсовых ареалов гранитно-метаморфического слоя «работает» вся мощность земной коры. Локализованные только в верхней коре, эти ареалы и присущий им купольный тектогенез на самом деле являются следствием коллизионной геодинамики нижней коры. Свойственный гранито-гнейсовым ареалам купольный тектогенез проявляется на протяжении всей геологической истории и может рассматриваться как прямой структурный индикатор коллизии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№97-05-644633 и 99-05-68642).

А.Е.Романько, А.Т.Савичев, Л.Б.Ефремова¹

Надвиговые явления и разнотипный средний и кислый магматизм зоны Печенга, Балтийский щит

Раннепротерозойские средние и кислые изверженные породы зоны Печенга на Балтийском щите не являются редкими и малопривлекательными даже на фоне доминирующих мафит-ультрамафитов с ассоциирующими известными сульфидными Cu-Ni-PGE (Pt, Pd...) месторождениями [Романько, 1987–1991, 1997].

Установлены три независимых события с различными ассоциациями (изотопия по: [Балашов и др., 1991–1995; Амелин и др., 1994]: 1) 2,45–2,33 млрд лет: бонинитоподобные габбро-нориты–андезито-базальты–дациты (интрузивы: MgO нередко более 9–15%, ENd = -2,5 – -1,4, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr или Isr = 0,7026, Eu/Eu* средн. = 0,87, стратификация снизу вверх: Pd~Pt, Pd>>Pt, Cr и V; а также Ti, Au; вулканы: MgO более 7–10%, ENd = -0,6, N = 1, Isr = 0,7042, Eu/Eu* = 0,85) и более глубинные (P не менее 7–8 кбар) комагматичные 2,4(-2,2) млрд лет ультрамафит-мафитовые друзиты или корониты (Eu/Eu* = 0,89). Юная островная дуга предполагается, учитывая также бониниты северокарельские 2,89, по: [Щипанский и др., 1999], и канадские 2,7 млрд лет; 2) 2,21(-2,15) млрд лет: континентальные рифтогенные трахибазальты–трахиандезиты–трахидациты (Isr = 0,7035, Eu/Eu* = 1,18–0,76) с ясной интерпретацией и 3) 1,97?–1,88–1,75 млрд. лет: граносиениты- K-андезиты – дациты активной окраины Андийского типа (Isr = 0,7088–0,7010, Eu/Eu* = 0,65–0,58, значимая коровая контаминация).

Некоторые важные данные могут быть отмечены: объемная доля среднего и кислого изверженного материала до 30(-35)%; сильное позд-

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

нее сжатие и надвиговые соотношения разнотипных формационных единиц; значимая коровая контаминация для расплавов 1,97?–1,88–1,75 млрд лет; оригинальная корреляция бонинитоподобных образований зон Печенга–Варзуга, Салла-Куоляярви, Кумса, С.Выгозеро, Ветренный пояс.

С.Г.Рудаков¹

О вероятностных связях Европейского Прототетиса с другими байкальскими океанами

1. Европейский Прототетис представлял собою наиболее ранний океан в полициклической эволюции Средиземноморского подвижного пояса, разделявший Западно-Гондванский, Африканский и Восточно-Европейский материки. Заложение пояса произошло 1100–1000 млн лет назад, а раскрытие целостного океана состоялось 850–800 млн лет назад. Замыкание его было связано с кадомским тектогенезом в обрамлении Африки и с салаирским рубежом, около 500 млн лет назад, на удалении от нее. В пределах Европейского Прототетиса несколько условно могут быть выделены Западно-Европейский, Карпато-Балканский, Кавказско-Переднеазиатский и Аравийский бассейны.

2. Продукты эволюции Западно-Европейского бассейна, имеющие как кадомское, так и салаирское ограничение, выявлены ныне в альпидах и варисцидах Западной и Центральной Европы. Пиренейский участок бассейна, вероятно, отличался более поздним раскрытием в венде, и это могло быть следствием его первичной принадлежности к области сочленения с океаном Япетус в Северо-Атлантическом подвижном поясе. Связь этих бассейнов в раннем кембрии подтверждается и общностью биоценозов трилобитов, принадлежавших к Атлантической палеобиогеографической области [1].

3. Кавказско-Переднеазиатский и Аравийский бассейны входили в состав сложного узла, сочленявшего Европейский Прототетис с Азиатским [3], а также весь этот палеоокеан с Мозамбикским. Близость к Западной Гондване вызвала существенную редукцию ближайшей к ней части Кавказско-Переднеазиатского бассейна, но на удалении от Африки роль кадомских движений заметно падает, и реликтовые части Мозамбикского океана и Европейского Прототетиса сохранили взаимосвязь вплоть до салаирского рубежа. Эпикадомский бассейн в Мозамбикском океане поддерживал разобщенность Западной и Восточной Гондваны и, вероятно, служил экологическим барьером, разделявшим в раннем кембрии Атлантическую и Индо-Австралийскую палеобиогеографические

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

области [1], к которым, судя по биоценозам трилобитов, принадлежали моря Европейского и Азиатского Прототетиса, соответственно.

4. В пределах узлового бассейна, сочленявшего Прототетис воедино, в качестве отдельного континентального массива, видимо, присутствовал и блок Янцзы, поскольку после образования единой Гондваны, в тремадоке, он оказался элементом Ирано-Гималайского региона на периферии Гондваны [4].

5. Азиатский Прототетис был связан с Европейским через Гималайский и Паропамиз-Кунлунь-Циньлинский бассейны, которые, видимо, входили в единый латеральный ряд в обрамлении Индостана, находившегося на периферии Восточной Гондваны. На этом пересечении Прототетис обладал структурой Западно-Тихоокеанского типа.

6. Во взаимоотношениях Прототетиса с Палеоазиатским океаном, проанализированных ранее [2], нужно напомнить две главнейшие черты. Во-первых, эти палеоокеаны между Сибирским и Восточно-Гондванскими материками обособились в конце рифея из первично единого мегаокеана, отвечавшего Средиземноморскому и Урало-Охотскому подвижным поясам. Во-вторых, обширные взаимосвязи между обоими палеоокеанами, обрамлявшими целостный Восточно-Европейско-Сибирский материк, сохранились до салаирского вырождения Прототетиса. Последнее событие, вероятно, было геодинамически сопряжено с близким по времени началом раскрытия Палеоуральского океана, разобшившего Восточную Европу и Сибирь и ставшего непосредственным продолжением Палеоазиатского океана, который не испытал существенных перемен на салаирском рубеже.

Литература

1. *Репина Л.Н.* Раннекембрийские моря земного шара и палеобиогеографические подразделения по трилобитам // *Среда и жизнь в геологическом прошлом.* Новосибирск: Наука, 1985. С. 5–17.
2. *Рудаков С.Г.* Азиатский бассейн Прототетиса и его вероятные соотношения с Палеоазиатским океаном // *Тектоника Азии: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1996.* С. 186–188.
3. *Хаин В.Е., Рудаков С.Г.* Западная Гондвана, Восточная Гондвана и Прототетис в конце докембрия – начале палеозоя // *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.* 1996. №4. С. 13–19.
4. *Metcalfе I.* Pre-Cretaceous evolution of SE Asia terranes // *Tectonic Evolution of Southeast Asia.* Geol. Soc. London. Spec. public. N 106. 1996. P. 97–122.

Девонские олистостромы и тектонические покровы в Сакмарской зоне Урала и проблема вулканогенного кембрия

На границе Сакмарской зоны и Зилаирского прогиба, в районе г. Медногорска (рис.), в нарушенной сдвигами антиформе выделяется ряд структурных уровней (снизу вверх):

1. Углистые сланцы и кремни сакмарской свиты силура с *Apsidognatus* sp. в т.126. Восточнее свита связана постепенным переходом с туфогено-кремнистой кураганской свитой ордовика [1, 4];

2. Олистостромовый комплекс, в глыбах и пластовых отторженцах которого присутствуют щелочные базальты, долериты, офикальциты, кремни, органогенные известняки, кварцевые песчаники и кристаллические сланцы, с матриксом из неслоистых зеленых и красных песчаников, алевролитов, седиментобрекчий. На юге базальты ассоциируют с известняками, с D_2ef фоссилиями и сопоставляются с чанчарской свитой [1]. На севере чередуются олистоплаки и глыбы кремней с конодонтами S_2ld_1 с *Ozarkodina excavata excavata* (Branson et Mehl) (т.89), S_1 с *Pseudooneotodus beckmani* (Bischoff et Sunnemann) (т.90), базальтоидов, долеритов и габбро с дайками и мелкими телами риолитов. В т.64 юго-восточнее отметки 441,5 м на хребте Сарбай ($53^{\circ}45,19'$ с.ш., $56^{\circ}94,51'$ в.д.), относящейся по [1] к разрезу нижнего кембрия, в глыбе базальты перекрываются тонкослоистыми пестрыми алевролитами (видимая мощность не более 1,5 м). Возраст конодонтов данной точки дискутируется [1], и отмечались определения позднекембрийских форм [2].

Нами среди конодонтового детрита выявлены простые конодонты и зубчатые стержни, по-видимому *Ozarkodina* sp., т.е. возраст пород – не древнее ордовикского. В глыбах пестрых толстоплитчатых кремней т.67 собраны *Ozarkodina* sp., нижедевонского облика. Вблизи кровли олистострома, помимо глыб кристаллических сланцев, известняков, протягиваются олистоплаки с чередующимися кремнистыми брекчиями и алевролитами. В алевролитах обнаружены *Dapsilodus mutstus* (Branson et Mehl), *Periodon* sp., *Pygodus* sp.?, *Semiacontiodus* sp., а в обломках брекчий *Protopanderodus insculptus* (Branson et Mehl)(O_2k-O_3a5);

3. Тектонический покров, сложенный кремнистой формацией, охватывающей интервал D_1-D_3fr [1]. Породы смяты в сложные складки и полнота разреза на крыльях разная. В дополнение к данным [1, 4] нами в т.85 собраны *Ozarkodina remsheidensis remsheidensis* (Ziegler) (D_{11}), в т.100 и в ряде других *Palmatolepis hassi* Müller et Müller, *Polignatus dubius* Hinde (D_{3fr});

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

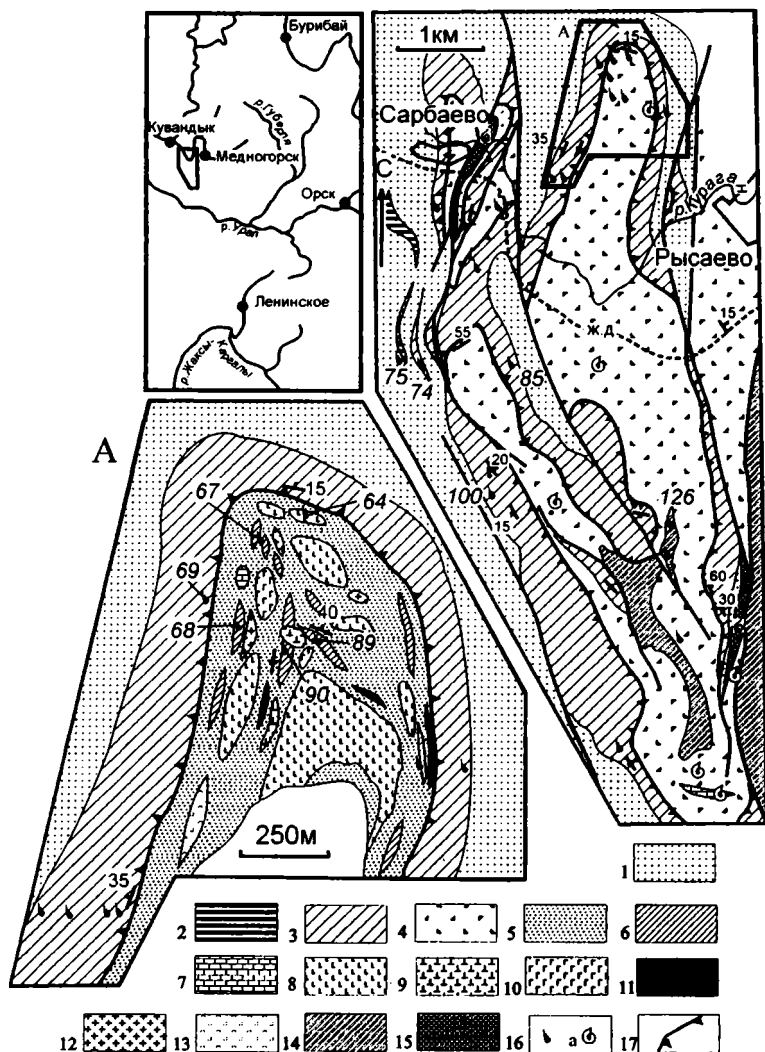


Рис. Схема распространения палеозойских комплексов на западе Сакмарской зоны.

1, 2 – зилаирская свита (D_3-C_1): терригенный флиш (1), кремнеобломочные олистостромы (2); 3 – кремнистая формация (D_1-D_3); 4 – олистостромовый комплекс ($D_3?$); 5 – матрикс олистострома; 6–13 – олистолиты: кремней (6), известняков (7), базальтов (8), риолитов (9), габброидов (10), офикальцитов (11), кристаллических сланцев (12), туффитов (13); 14 – углеродистые сланцы и кремни сакмарской свиты; 15 – серпентиниты; 16 – точки с органическими остатками и их номера: с конодонтами в кремнях и прочими в известняках (а); 17 – подошва тектонического покрова.

4. Терригенный флиш зилаирской свиты с элементами хаотического строения в основании. В олистоплаке пестрых кремнистых туффитов в т.74 содержатся *Palmatolepis hassi* Müller et Müller (D₃fr), а выше, из матрикса кремнеобломочного олистострома в т.75 – *Palmatolepis glabra prima* Ziegler et Huddie (D₃fm). Покровно-олистостромовый комплекс залегает на сакмарской свите и к западу от Медногорска, где, помимо прочих, присутствуют глыбы известняков с нижнекембрийскими археоцеатами [1] и разрушенные покровы с реликтами полного разреза офиолитовой ассоциации. Здесь кремни среди базальтов в т.87 содержат силурийские конодонты. Полученные данные свидетельствуют о формировании покровно-олистостромовых комплексов в этой части Сакмарской зоны в зилаирское (D₃fm) время. В аллохтонах сближены образования различных частей задугового прогиба [6], породы офиолитовой ассоциации, фрагменты фундамента и чехла платформы.

5. Другие элементы активной среднепалеозойской окраины Восточно-Европейской платформы – дуга и аккреционная призма – восстанавливаются, в частности, в Присакмарско-Вознесенской и Магнитогорской зонах [5]. Вопрос о присутствии в разрезе вулканогенного кембрия [1,3] остается открытым.

Выполнено при поддержке РФФИ, гранты №№ 980579001, 961598368, 960505736, 980564857

Литература

1. Маслов В.А. и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УФ НЦ РАН. 1993. 217 с.
2. Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 86 с.
3. Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–34.
4. Ружанцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с.
5. Рязанцев А.В. и др. Ордовикские и силурийские кремнисто-базальтовые комплексы Южного Урала и их связь с офиолитами // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 95–98 (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 2).
6. Самыгин С.Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29–63.

А.А.Савельев, Г.Н.Савельева, А.Я.Шараськин¹

Геодинамическая обстановка формирования офиолитов в герцинидах Полярного Урала

Разрезы офиолитовых массивов Полярного Урала (Войкаро-Сыньинского, Райиза и Сыумкеу) включают реститовые ультрамафиты, ду-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

нит-верлит-пироксенитовый комплекс, плутонические габброиды, параллельные диабазовые дайки и фрагменты толщи пиллоу-лав [1, 5, 6, 8]. Деpletированные гарцбургиты составляют основной объем массивов. Они включают тела дунитов и локально преобразованы во вторичные лерцолиты в результате пульсационной импрегнации базальтоидными расплавами.

Формирование зон охрупчивания, служивших путями миграции базальтоидного расплава и флюидов, сочеталось или чередовалось во времени с образованием зон и складок высокотемпературного пластического течения. Те и другие деформации реститов развивались сначала в области частичного плавления в верхней мантии и, затем, в верхних горизонтах литосферы, при образовании магматических камер на стадии спрединга [6, 8]. Расплавы, формировавшие ранний комплекс габбро и габбро-норитов, интродуцировали гарцбургиты, активно взаимодействовали с ними в фидерных зонах [4, 8]. Последующий комплекс мелких тел и параллельных даек габбро и диабазов внедрялся после и, частично, в ходе интенсивной тектонической деляминации реститов, габброидов и верлитов ранней стадии. Деляминация сопровождалась хрупкопластическими деформациями и гидратаций этих пород, а также образованием синтетонических метаморфитов Ol-Amph, Ol-Tlk, Ol-Ant и An-Act состава [6, 8]. Тела габбро и диабазов имеют закалочные контакты с этими метаморфитами [4].

Деформации, высокотемпературная гидратация ультрамафитов и базитовый магматизм связаны с развитием зоны субдукции. Особенности геохимических характеристик магматитов выраженные в пироксенитах, верлитах, габброидах и диабазах пониженным содержанием Y, Zr, Hf и Nb относительно N-MORB и распределением REE, HFSE и LILE в этих породах, показывают их тесную генетическую связь с единым мантийным источником, который развивался в надсубдукционной области [10]. Офиолиты Полярного Урала интегрированы в систему аллохтонов, которые сложены комплексами пород Тагильско-Щучинской (O_3-S_1) и Войкарской (S_2-D_3) островных дуг [2, 5, 7]. Стадия интегрирования офиолитов в коллизионную систему аллохтонов фиксируется внедрением тоналит-диоритовых интрузий (Rb/Sr возраст 395 ± 5 млн лет), а также присутствием обломков офиолитов и тоналит-диоритов в предэйфельских конгломератах [2, 7].

С объединением островодужных комплексов в единую систему связано формирование в их основании зональных метаморфитов эклогитовой, амфиболитовой, голубосланцевой и зеленосланцевой фаций [5] с Rb/Sr возрастом эклогитовых и амфиболитовых парагенезисов 358 ± 4 млн лет [3]. Аккреция комплексов океанической и континентальной окраин датируется появлением мафического детрита в породах позднекаменноугольно-пермского флиша Предуральского прогиба. Эти данные согласуются с Sm/Nd изохронным возрастом Войкарских офиолитов 387 ± 34 млн лет [9].

Геодинамическая обстановка формирования офиолитов региона в целом реконструируется как сравнительно короткий этап развития окраинного бассейна с корой океанического типа, который в конце нижнего девона «разорвал» предшествующую структуру островной дуги. Реликты коры бассейна были встроены в общую систему аллохтонных мафических комплексов, тектоническое развитие которых в системе герцинид завершилось в позднем карбоне коллизией с континентальной окраиной Восточно-Европейской плиты.

Работа поддержана проектами РФФИ №№97-05-64903 и 98-05-64060.

Литература

1. Костюхин М.Н., Ремизов Д.Н. Петрология офиолитов Хадатинского массива (Полярный Урал). СПб.: Наука, 1995. 118 с.
2. Лупанова Н.Р., Маркин В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория (восточный склон Полярного Урала. М.; Л.: Наука, 1964. 175 с.
3. Molina J.F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A. Metasomatism during eclogitization of the Marun-Keu complex (Polar Urals) // Timan-Pechora-Polar Urals tectonic evolution. EUROPROBE Timpebar Workshop // Progr. & Abstr. Syktyvkar: KSC Inst. Geol. RAS, 1999. P. 49–50.
4. Савельев А.А. Ультрамафит-габброндные ассоциации Войкаро-Сыньинского офиолитового массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1997. №3. С. 43–53.
5. Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала. // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука. 1980. С. 147–171.
6. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
7. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 158 с.
8. Savelieva G.N., Nesbitt R.W. A synthesis of the stratigraphic and tectonic setting of the Uralian ophiolites // J. Geol. Soc., London, 1996. V. 153. P. 525–537.
9. Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A., Quick J.E., Sharkov E.V., Laz'ko E.E. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 135. P. 101–114.
10. Saveliev A.A., Sharaskin A. Ja, D'Orazio M. Plutonic to volcanic rocks of the Voykar ophiolite massif (Polar Urals): Structural and geochemical constraints on their origin // Ofioliti. 1999. N 24 (1). P. 21–30.

К.А.Савко¹

Петрология и тектоническая эволюция метапелитовых гранулитов Воронежского кристаллического массива (ВКМ)

В пределах Центрального блока ВКМ установлены шпинелевые гранулиты архейского возраста. Центральный блок сложен плагиогнейсами с малоомощными прослоями роговообманковых амфиболитов, часто

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

мигматизированных и гранитизированных. В пределах гнейсового комплекса на фоне общего мозаичного поля выделяются интенсивные положительныe магнитные аномалии эллипсовидной, серповидной и поло-совидной формы, сложенные комплексом разнообразных пород, претерпевших метаморфизм в условиях гранулитовой фации.

Шпинель-кварцевые гранулиты с кордиеритом, силлиманитом и гранатом являются диагностическими для высокотемпературного метаморфизма на среднекоровых уровнях, где температуры превышали 800°C, а давления были в интервале 4–7 кбар. Минеральные парагенезисы, представленные тремя типами: (I) $Qtz+Spl_{Zn}>+Crd+Sil+Bt+Py+Mag$; (II) $Qtz+Grt+Crd+Sil+Spl_{Zn}>+Bt+Mag$ и $Qtz+Crd+Sil+Spl_{Zn}>+Bt+Mag+Ilm$; (III) $Qtz+Kfs+Grt+Crd+Sil+Spl+Mag+Ilm+Py$. В шпинелевых гранулитах центральной части ВКМ встречены разнообразные коронарные реакционные структуры.

Реакционные структуры, характерные для минеральной ассоциации (I), включают: пиритовые каймы вокруг шпинели, отделяющие ее от кварца и силлиманита, причем пирит иногда замещается магнетитом; тонкие кордиеритовые оторочки вокруг шпинели, отделяющие ее от кварца, в которых кордиерит замещается вторичным хлоритом.

Реакционные структуры для парагенезиса (II) представлены: шпинелевыми и кварцевыми включениями в гранате, где шпинель часто находится в контакте с магнетитом; кордиеритовыми каймами вокруг шпинели и граната; включениями магнетита в силлиманите; силлиманитовыми каймами вокруг магнетит-шпинелевых и магнетит-ильменитовых сростков.

В метапелитах с минеральной ассоциацией (III) встречаются шпинели, окруженные кордиеритовыми и сложными двойными каймами, из которых внутренняя – кордиеритовая, а внешняя – плагиоклазовая. Эти каймы отделяют шпинель от кварца и калиевого полевого шпата. Также отмечаются кордиерит-силлиманитовые каймы вокруг сульфидных сростков, представленных пиритом, пирротином и халькопиритом. Шпинель содержит структуры распада магнетита.

Шпинель в этих структурах имеет значительные различия по составу и сосуществует в одних парагенезисах с сульфидами, в других – с окислами, что свидетельствует об очень широких вариациях фугитивности кислорода и серы.

Присутствие окисных фаз (магнетита, ильменита) в реакционных структурах с шпинелью является обычным и описано во многих гранулитовых комплексах. Пиритовые каймы в тесной ассоциации с силлиманитом вокруг шпинели намного более редкое явление. Образование таких кайм на ретроградной стадии метаморфизма возможно только в условиях высокой активности серы. Пирит в ассоциации с силлиманитом мог образоваться при сульфидизации кордиерита, слагающего каймы вокруг шпинели, в результате реакции: $Fe_2Al_4Si_5O_{18} + 2S_2 \rightarrow 2FeS_2 + 2Al_2SiO_5 + 3SiO_2 + O_2$ (1). Сначала вокруг шпинели были образованы

кордиеритовые каймы в результате реакции: $\text{Spl} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Crd}$ (2), после чего в результате уменьшения f_{O_2} и увеличения f_{S_2} кордиерит был замещен пирит-силлиманитовой ассоциацией.

Кордиеритовые каймы вокруг шпинели образовались вследствие реакции $\text{Spl} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Crd}$ (3).

В минеральном парагенезисе (II) включения шпинели и кварца в гранате свидетельствуют о сосуществовании этих минералов при пиковых условиях метаморфизма, после чего происходила реакция $\text{Spl} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Grt} + \text{Sil}$ (4).

Кордиеритовые каймы вокруг шпинели образовались в результате реакции (3), вокруг граната вследствие $\text{Grt} + \text{Qtz} + \text{Sil} \rightarrow \text{Crd}$ (5).

Силлиманитовые каймы вокруг шпинель-магнетитовых сростков могли образоваться при окислении шпинели: $3\text{FeAl}_2\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2 + 0,5\text{O}_2 \rightarrow 3\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Fe}_3\text{O}_4$ (6) или $9\text{FeAl}_2\text{O}_4 + 3\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} + 5\text{O}_2 \rightarrow 15\text{Al}_2\text{SiO}_5 + 5\text{Fe}_3\text{O}_4$ (7).

Подтверждением образования магнетита в результате разложения шпинели являются также повышенные содержания в нем Cr_2O_3 и Al_2O_3 . Срастания магнетита и ильменита могут представлять собой продукты распада ульвошпинелевого твердого: $6\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{O}_2 \rightarrow 6\text{FeTiO}_3 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4$ (8). Эта реакция протекает слева направо при уменьшении температуры.

В парагенезисе (III) кордиеритовые каймы, отделяющие шпинель от кварца, образовались в результате реакции (3), а плагиоклазовые вследствие $\text{Spl} + \text{Qtz} + \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Pl} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (9).

Сростки силлиманита, пирита и кордиерита обусловлены реакциями сульфидизации шпинели и кордиерита при возрастании активности серы, например: $3\text{FeAl}_2\text{O}_4 + \text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} + 5\text{S}_2 \rightarrow 5\text{FeS}_2 + 5\text{Al}_2\text{SiO}_5 + 2,5\text{O}_2$ (10).

P-T- условия метаморфизма метапелитовых гранулитов оценивались с помощью гранат-кордиерит-силлиманит-кварцевого геотермобарометра [1], шпинель-кордиерит-кварцевого геобарометра, шпинель-кордиеритового [2, 3] геотермометра. Полученные P-T- оценки дают линейный ретроградный P-T- тренд с максимальными значениями температуры 800–810°C и давлениями 7,6–7,8 кбар и минимальными 595°C и 5 кбар. Для давлений и температур, близких к пиковым, значения $a_{\text{H}_2\text{O}}$ равны 0,226–0,233, а на ретроградной стадии $a_{\text{H}_2\text{O}}=0,135–0,172$. P-T- тренд соответствует геотермальному градиенту 1,3 кбар/100°C.

Анализируя относительно простые концептуальные модели тектонических обстановок при метаморфизме [4, 5 и др.], можно сделать вывод, что обычные коллизионные модели не применимы для формирования гранулитов умеренных давлений. Аномально высокий тепловой поток на умеренных глубинах (20–30 км) мог генерироваться только при растяжении коры и, следовательно, подъеме астеносферного слоя на более высокие уровни, либо за счет магматической «аккреции» в основании коры. Последний механизм имеет достаточно жесткие ограничения по объему магматического материала в коре, поэтому наиболее приемле-

мым для объяснения причин высокотемпературного метаморфизма гранулитов является растяжение коры и возвращение ее к нормальной мощности.

Тесная пространственная ассоциация метапелитовых гранулитов с элизитами и метабазитами позволяет предполагать, что они являлись частью древнего зеленокаменного пояса, переработанного (гранитизированного, мигматизированного) в раннем протерозое. Механизмом эксгумации гранулитов, по-видимому, было гравитационное перераспределение (всплывание в горячем состоянии), обусловленное мантийными флюидно-тепловыми потоками, предложенное и математически смоделированное Л.Л. Перчуком с соавторами [6].

Литература

1. *Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K.* Geothermobarometry of high-grade metapelites: simultaneously operating reactions // From Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D.(Eds), Evolution of Metamorphic Belts, Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1989. № 43. P. 45–61.
2. *Perchuk L.L., Gerya T.V., Nozhkin A.D.* Petrology and retrograde P-T path in granulites of the Kanskaya formation, Yenisey Range, Eastern Siberia // J. Metam. Geol. 1989. V. 7. P. 599–617.
3. *Vielzeuf D.* The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 82. P. 301–311.
4. *England P.C., Thompson A.B.* Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // J. Petrol. 1984. V. 25, pt. 4. P. 894–928.
5. *Harley S.L.* The origins of granulites: A metamorphic perspective // Geol. Mag. 1989. V. 126, № 3. P. 215–247.
6. *Perchuk L.L., Podladchikov Yu.Yu., Polyakov A.N.* PT-paths and geodynamic modelling of some metamorphic processes // J. Metam. Geol. 1992. V. 10. P. 311–319.

С.Г.Самыгин¹

Уральский палеоокеан – время образования

Одной из фундаментальных проблем уральской геологии является выяснение истории возникновения важнейшей палеоструктуры складчатого пояса – Уральского океанического бассейна. До сих пор нельзя считать решенным неоднократно поднимавшийся вопрос: заложен ли этот бассейн в раннем палеозое (ордовик) либо существовал уже в позднем докембрии (рифей), когда по соседству в южном секторе нынешнего складчатого пояса накапливался мощный осадочный комплекс шельфового типа Восточно-Европейского палеоконтинента.

Наиболее распространенной является точка зрения о заложении и раскрытии Уральского палеоокеана в ордовике. При этом предполагает-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ся, что образование океанического бассейна произошло в результате раскола гипотетического суперконтинента (например, Евросибири – [Hamilton, 1970; Камалетдинов и др., 1978]) или края Восточно-Европейского эпикарельского континента [Зоненшайн, 1984; Формирование земной коры Урала, 1986; Пучков, 1993], который был дополнительно расширен в позднебайкальскую, или кадомскую, эпоху [Перфильев, 1979; Пучков, 1997]. Альтернативная гипотеза состоит в утверждении, что океаническая структура существовала вдоль уральской окраины Восточно-Европейского палеоконтинента уже в позднем докембрии [4, 8]. Близких взглядов придерживаются В.Е.Хаин [1987], высказавший мнение о замыкании ПротOURальского бассейна в конце венда – начале кембрия.

Доводы сторонников первой точки зрения общеизвестны. Они сводятся в основном к дискордантности структурного плана доуралид и уралид, рифтогенному характеру наиболее древних краевых формаций уралид и, главное, к палеозойским датировкам офиолитов и отсутствию бесспорных доказательств существования на Урале доордовикских офиолитов. Однако структурное несогласие между уралидами и доуралидами, наиболее ярко выраженное на западном склоне Урала, восточнее обычно не фиксируется, а на западе сопоставимо с угловыми несогласиями в основании нижнего, среднего, верхнего рифея и венда южноуральского разреза. Рифтогенная природа некоторых ордовикских разрезов (например, кидрясовская и куагачская свиты Сакмарской зоны) также не является уникальной. Комплексы подобного типа известны на разных уровнях в рифее Башкирского антиклинория (навышский, машакский и другие комплексы), свидетельствуя о частичной деструкции раннедокембрийской континентальной коры на окраине Восточно-Европейской плиты. Стали появляться другие данные в пользу второй точки зрения.

Геодинамические реконструкции, построенные с максимальным учетом палеомагнитных данных, показали, что в позднем рифее – кембрии Восточно-Европейская и Сибирская континентальные плиты находились на разных палеоширотах и не могли соприкасаться по линии современного Урала [2]. Столь же нереально предполагаемое ордовикское раскрытие Уральской океанической области в результате раскола края Восточно-Европейского палеоконтинента: к востоку от линии Главного Уральского разлома нигде, вплоть до Кокчетавского докембрийского массива на западе Центрального Казахстана, не известны сиалические блоки с фрагментами рифей-вендского чехла, идентичного одновозрастному комплексу восточного крыла Башкирского антиклинория.

Специальные исследования остаточной палеомагнитности свидетельствуют, что раннеордовикские (арениг) терригенные осадки в одной из западных зон на юге Уральского пояса – в Сакмарской зоне – отлагались на южной палеошироте 20° в бассейне вблизи края Восточно-Европейской плиты, а терригенный разрез горы Маячной ($O_{1a2} - O_{211}$)

Восточно-Уральской мегазоны накапливался вблизи палеоэкватора (1°) недалеко от разновозрастных краевых кремнисто-терригенных разрезов Кокчетавского микроконтинента, которые находились возле 4° [6]. Подобное расположение практически синхронно формировавшихся толщ вряд ли было возможным без существования незакрывшегося Протоуральского океанического бассейна, поскольку в противном случае надо допускать чрезмерно высокие скорости спрединга – не менее 15–20 см/год – для самой ранней стадии раскрытия Палеоуральского бассейна: новая кора океанического типа в виде офиолитовой ассоциации пород с относительно глубоководными излияниями основных лав начала формироваться на Южном Урале лишь в конце аренига, а базальты, которые рассматриваются в качестве излившейся фации комплекса параллельных даек, появились только в начале среднего ордовика [К.Иванов, 1988]. Наконец, недавно получены данные, которые однозначно указывают на присутствие среди доуралид реликтов океанической коры. Из разреза офиолитовой ассоциации поднятия Енганепэ на Полярном Урале U-Pb методом был определен возраст плагиогранитов – 670 ± 5 млн лет [7]. Другим подтверждением существования протоуральской океанической коры служит датировка времени метаморфизма пластины метаофиолитовых амфиболитов Ильменогорской свиты в одноименном блоке Южного Урала, равная 643 ± 46 млн лет [3].

Если Протоуральская океаническая область существовала, то ее западная (в современных координатах) граница была близка к палеозойской границе континент – океан: ареалы распространения шельфовых комплексов доуралид и уралид занимают одну и ту же территорию. В венде возле края палеоконтинента в условиях расчлененного горст-грабенового рельефа накапливалась не моласса, а формация, близкая к спарагмиту – ашинская серия и ее аналоги. На рубеже кембрий – ордовик на юге начал открываться не Уральский палеоокеан, как считают многие, а лишь Сакмарский окраинный бассейн, отделявшийся от остальной палеоокеанической области подводным поднятием – бордерлендом, которое позже частично было разрушено, частично же вошло в зону Уралтау [5].

Гораздо более остро стоит вопрос о восточном ограничении Протоуральской океанической структуры и палеогеодинамической природе массивов сильно метаморфизованных пород сиалического профиля, давно установленных в восточных районах Южного Урала и радиологически датированных в ряде случаев как докембрийские. Для некоторых кристаллических массивов предполагаются нижне-среднепалеозойские осадочные чехлы [Пучков, К.Иванов, 1987; и др.]. Неясна былая структурная принадлежность восточноуральских метаморфических комплексов: являются ли они микроконтинентальными фрагментами, отколовшимися от Восточно-Европейской плиты в процессе неоднократного рифтинга, или среди них присутствуют (либо преобладают) экзотические блоки-террейны иного происхождения. В пользу последнего вари-

анта свидетельствует ряд фактов. На крайнем востоке Южного Урала в районе г.Троицка обнажается вулканогенно-осадочная толща с обильной фауной нижнего карадока, которая в формационном отношении резко отличается от других толщ близкого возраста, распространенных на восточном склоне. Комплекс трилобитов типичен для Средиземноморской (Тетической) биогеографической провинции и нигде более на Урале не встречается [1]. С “внеуральской” толщей соседствуют ограниченные разломами выходы в разной степени метаморфизованных пород предположительно докембрия и известняки с археоциатами нижнего кембрия. Клиппы археоциатовых известняков неоднократно описывались также на западе, среди серпентинитового меланжа Сакмарского аллохтона. Как известно, археоциаты отсутствуют среди отложений раннего кембрия Восточно-Европейской платформы, которая находилась тогда за пределами ареала их распространения, а уральский край платформенной плиты вообще не имеет палеонтологически охарактеризованных кембрийских отложений. По аналогии с Армориканским и другими террейнами в системе варисцид Западной и Центральной Европы можно предположить, что археоциатовые известняки и ассоциирующие с ними метаморфиты Южного Урала принадлежали эпикадомской окраине Протогондваны [9].

Решение проблемы времени возникновения Уральского океанического бассейна – заложился ли он в раннем палеозое или существовал в качестве краевой структуры Палеоазиатского океана уже в позднем докембрии – имеет не только региональное, но и общетеоретическое значение. Подобная проблема стоит перед исследователями многих других складчатых поясов. По существу, ставится вопрос, не является ли развитие палеоокеанов по циклу Уилсона сильно упрощенной схемой, тогда как нередко раскрытие новообразованных океанских структур является на самом деле мощной реактивизацией процессов океанического коробразования в пределах более древних структур того же типа, которая полностью или почти полностью уничтожила наиболее ранние офиолиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64005).

Литература

1. *Анцыгин Н.Я.* Тетисские трилобиты в ордовике восточного склона Урала // Палеогеография венда – раннего палеозоя: Тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 13–14.
2. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 59–78.
3. *Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Черниченко Н.В.* Цирконовая геохронология ильменогорской свиты и некоторые геологические следствия // Ежегодник-1997. Ин-т геол. и геохимии УрО РАН, 1998. С. 157–160.
4. *Самыгин С.Г., Лейтес А.М.* Тектоническое развитие Урала и Аппалачей в палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–84.
5. *Самыгин С.Г., Перфильев А.С., Рихтер А.В.* Тектоническое скупивание и сейсмофокальные

- зоны в островодужных системах геологического прошлого // Структура сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 132–150.
6. Святкина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17–22.
 7. Хаин Е.В., Бибикова Е.В., Душин В.А., Федотова А.А. О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 244–246. (Материалы XXXI Тектонич. Совещ.; Т. 2).
 8. Ruzentsev S.V., Samygin S.G. Die tektonische Entwicklung des Sudurals im unteren und mittleren Palaozoikum // Z. geol. Wiss. Berlin. 1979. Heft 10. S. 1173–1186.
 9. Samygin S. Gondwanan terranes in the Southern Urals // Pre-Variscan Terrane Analysis of «Gondwanan Europe»: Abstracts. Dresden, 1998. P. 186.

В.А.Сараев¹

Гомология Земли

В природе существует два предельных состояния материи: хаос и идеальный кристалл. Структуру кристаллов описывает симметрия как закон строения целостных систем и метод исследования структурных закономерностей [1]. Промежуточное состояние материи отражает гомология. Гомология есть такое однозначное соответствие между фигурами, при котором соответственные элементы фигур однородны, но не обязательно равны. Симметрия есть частный случай гомологии, при котором обязательно равенство соответственных элементов фигур [2]. Мы считаем, что примеры применения симметрии шара, эллипсоида вращения и кристаллов не дают ответа при решении задач системного и элементного анализа геоструктур и планеты в целом. Многие проблемы структурно-системного анализа снимает гомология Земли, а точнее, введенная нами группа антигомологии:

$$\underline{L}_4' \ 4 \ \underline{L}_2' \ \underline{L}_8' \ \underline{L}_{13}' \ \underline{L}_{21}' \ \underline{L}_{34}' \ 2 \ \underline{L}_{55}' \ \underline{P}' \ \underline{C}$$

В ранних работах эта группа носит название антисимметрии локсодромного подобия [3, 4]. Данная группа антигомологии основана на выявлении локсодромных сеток на сфере Земли. В качестве исходных (главных) направлений структурных элементов планеты были выбраны две системы локсодром. Первая система с углом 150° (азимут осевых линий Красного моря, Персидского залива и др.); вторая система с углом 25° (осевые линии рифта Оуэна, рифтов В.Африки и др.). Две системы локсодром $L-150=21$ и $L-25=34$ (первая цифра означает азимут локсодромы, вектор тепломассопереноса, вторая – количество локсодром первого порядка и, следовательно, ось гомологии соответствующе-

¹ Томский политехнический университет, Томск, Россия

го порядка: \underline{L}'_{21} и \underline{L}'_{34}) создают базовую локсодромную сферическую сетку Земли, определяющую все остальные производные (результатирующие) локсодромы, например: $L-101=8$; $L-65=13$; $L-04=55$; $L-43=55$. Оси второго порядка находятся в плоскости экватора; все остальные совпадают с осью вращения. Оси косые, эллиптические. Угловая величина локсодромных зон будет постоянной по параллелям (как инвариант автоморфных преобразований), а линейная величина будет меняться от нуля на полюсах до максимальной на экваторе. Угловая величина будет меняться от нуля на полюсах до максимальной на экваторе. Для выделения реальных сеток, формирующихся на Земле в течении всей её истории развития установлены ограничения: вращение Земли с запада на восток, базовая сетка $L-150/L-25$, золотое сечение, распространенность природных объектов, имеющих структурные элементы с угловыми размерами ряда золотой пропорции (округленно): 17° и 28° , 35° и 55° , 69° и 111° , 138° и 222° .

Выделены следующие наиболее предпочтительные сетки структурных элементов планеты: $L-150/L-25$; $L-150/L-65$; $L-25/L-101$; $L-04/L-101$; $L-150/L-43$. Азимуты локсодром – это векторы силового поля Земли, которые имеют следующие значения (в условных единицах) по модулю: $L-150 \sim 1.00$; $L-25 \sim 1.51$; $L-65 \sim 1.24$; $L-101 \sim 1.71$; $L-43 \sim 2.65$; $L-04$ (или 184) ~ 2.18 . Две пары векторов определяют антигомологию (или антиподальность) Земли: 1) $L-150$ и $L-101$; 2) $L-25$ и $L-65$ ($L-43$ слабо проявляется, а $L-04$ (или 184) субмеридианальны). Поскольку модули первой пары меньше модулей второй, постольку интегральный эффект тепломассопереноса планеты по $L-25$ и $L-65$ будет больше, чем по $L-150$ и $L-101$. Этим можно объяснить скученность континентальной коры в СВ направлении, преобладание геоструктур с СВ простиранием и другие геонимические особенности. Дифференциальный характер движений приводит к расчленению поверхности Земли на геоструктуры разного порядка в соответствии с рядом Фибоначчи, золотого сечения и закона дихотомии в условиях локсодромной геометрии. Сферические локсодромные сетки могут выполнять роль нормативных сеток при анализе различных геонимических элементов (геоморфологических, тектонических, металлогенических и т.д.). Спектр структур Земли как нелинейной среды определяется выше указанной группой антигомологии и законом дихотомии; отсюда вытекает идея предопределенности, так как в условиях антигомологии существует жесткая установка на определенное будущее Земли. Подобно тому, как кристаллическая решетка есть состояние кристаллического вещества, так и локсодромная сферическая пространственная решётка есть состояние земного (планетарного) вещества.

Литература

1. Шубников А.В., Котчик В.А. Симметрия в науке и искусстве. М.: Наука, 1972. 339 с.
2. Михеев В.И. Гомология кристаллов. М.: Гостоптехиздат, 1961. 208 с.

3. *Сараев В.А.* Локсодромная решётка Земли // *Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты.* М.: ГЕОС, 1998. С. 158–159. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
4. *Сараев В.А.* Локсодромная модель Земли // *Система планета Земля.* М.: ООО Гармония, 1999. С. 140–150.

Ю.Г.Сафонов¹

Тектонические факторы образования и размещения рудных месторождений

В докладе рассматриваются результаты анализа тектонических факторов, влияющих на проявление рудообразующих процессов локального, регионального и глобального масштабных уровней. Особое внимание уделено значимости установленных закономерностей тектонического контроля оруденения для развития общих тектонических концепций и представлений. Локальные факторы образования и размещения рудных месторождений, изучаемые в рамках отдельного направления рудной геологии – учения о структурах рудных полей и месторождений – исследованы систематично и многопланово.

В годы становления данного направления основное внимание уделялось трещинной тектонике (А.В.Пэк), контролю оруденения разрывными нарушениями и складчатыми структурами (В.М.Крейтер, А.В.Королев, Ф.И. Вольфон). Особое место занимали исследования рудоносных интрузивов и общие вопросы соотношений магматизма и оруденения.

В последующем тектонические факторы образования и размещения месторождений анализировались с учетом теоретических положений и экспериментальных данных тектонофизики, петрофизики, гидродинамики. В исследованиях участвовали научные сотрудники академических и отраслевых организаций, работники геологической службы и рудничные геологи. Накопленная информация по проявлениям тектонического контроля оруденения обширна и характеризует широкий диапазон тектонических обстановок в верхней части земной коры.

В настоящее время это направление практически законсервировано. В малой мере накопленная информация анализируется в интересах общей тектоники. Значимость ее определяется как спецификой локальных геодинамических обстановок проявления флюидно-магматических систем, развития кор выветривания и палеорельефа на рудоносных площадях, так и конкретными характеристиками типовых тектонических форм и элементов с реконструкцией полей палеонапряжений, выявлением механизмов развития хрупких и пластических деформаций.

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

Как несомненно имеющие общее значение, можно выделить, например, выводы о сфере рудоотложения, охватывающей интервал глубин до 10 км от палеоповерхности, о вертикальной зональности проявления рудоконтролирующих тектонических деформаций (рис. 1). Важными представляются данные о преимущественном субгоризонтальном положении осей главных напряжений в полях локализации мезотермального гидротермального оруденения, о связях альпийских надвигов в рудных районах с крутопадающими разломами более раннего заложения. Дискуссионными остаются вопросы геологической позиции месторождений в региональных тектонических структурах. На протяжении длительного периода эти позиции анализировались на основе теории платформенно-геосинклинального развития земной коры (Ю.С.Билибин, С.С.Смирнов и др.), дополненной представлениями о тектономагматической активизации консолидированных областей (А.Д.Щеглов и др.).

Соответственно анализировались и региональные тектонические факторы образования и размещения рудных месторождений. Как важнейшие факторы выделены: 1) развитие глубинных разломов (А.А.Пейве, Е.А.Радкевич, И.Н.Томсон и др.); 2) формирование орогенных сводово-глыбовых поднятий и интрузивно-тектонических структурных форм (Е.Д.Карпова, И.Н.Томсон, М.А.Фаворская и др.); 3) определенные условия формирования осадочных бассейнов (Н.М.Страхов и др.).

Развитие идей плейт-тектоники в последние десятилетия не привело к радикальному пересмотру региональных и глобальных металлогенических представлений в отечественной рудной геологии. По отдельным регионам (Северо-Восток России, Прибайкалье и Забайкалье, Дальний Восток и др.) разработаны новые схемы металлогенического районирования (А.А.Сидоров, В.Г.Моисеенко и др.), в том числе на основе представлений о металлогенической специализации разнородных террейнов. Однако тектонические факторы такой специализации раскрываются не однозначно. В то же время, новые металлогенические схемы Уральского подвижного пояса построены на основе признания ведущей роли таких факторов в контроле оруденения различных генетических типов.

Несомненные зависимости металлогенического облика региональных и глобальных структур от глубинной тектоники остаются еще на начальном этапе их раскрытия. Можно констатировать существенные результаты по отдельным направлениям исследования этих зависимостей. Показано важнейшее значение в контроле месторождений рифтогенных структур и собственно рифтов, что явилось следствием опережающего развития тектонических концепций рифтогенеза (Е.Е.Милановский, В.Е.Хаин и др.). Определены различия в тектонических условиях формирования докембрийских и фанерозойских рудных концентраций. Новые представления о тектонике океанических бассейнов (Ю.М.Пуцаровский и др.) позволили особо выделить молодые, в том числе современные, рудообразующие системы. Ранее выделенная генетическая группа вулканогенно-гидротермальных месторождений (В.Н.Котляр,

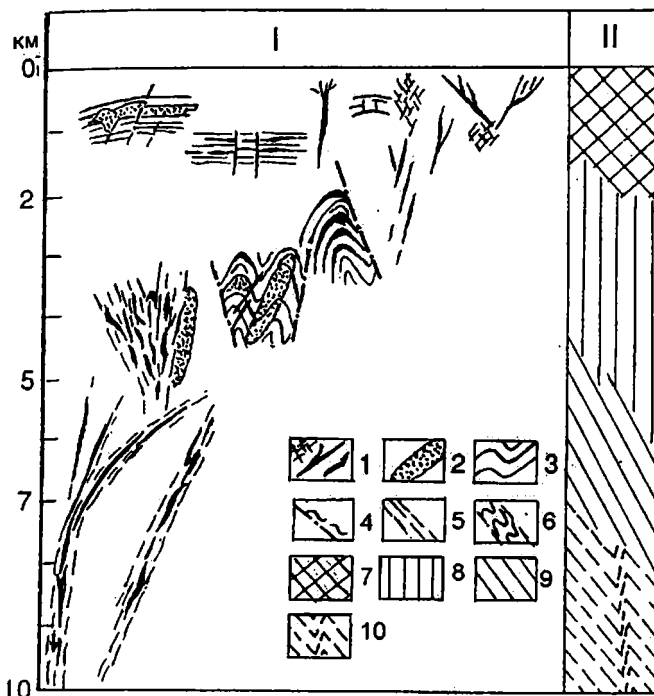


Рис. 1. Типовые рудовмещающие тектонические элементы различных глубинных уровней сферы рудоотложения (на примере золоторудных месторождений)

1 – золоторудные тела; 2 – зоны вкрапленной минерализации; 3 – слоистость; 4 – разломы; 5 – зоны расщепления; 6 – зоны скалывания–смятия; 7–10 – глубинные уровни преимущественного проявления однотипных деформаций: 7 – хрупких, сбросо-сдвиговых, 8 – хрупких-псевдопластических, взбросо-сдвиговых, 9 – псевдопластических, сдвиговых-взбросо-сдвиговых, 10 – пластических (с метаморфическими преобразованиями пород)

В.И.Смирнов, Н.П.Лаверов), с привлечением новых данных, может быть отнесена к числу наиболее изученных, с раскрытием значимости тектонических факторов разного порядка.

Особое место в изучении факторов тектонического контроля оруденения занимает проблема рудных гигантов, нацеленная на познание генезиса крупных и сверхкрупных рудных концентраций, составляющих основу минерально-сырьевой базы по всем основным видам рудного сырья. Представления о полигенности крупнейших рудных месторождений (Н.П.Лаверов и др.), о важной роли процессов реювенации земной коры в их образовании (Д.В.Рундквист), базирующиеся на анализе тектонической истории рудоносных территорий, хорошо иллюстрируются на примере анализа тектонических факторов образования и размещения золоторудных месторождений (Ю.Г.Сафонов).

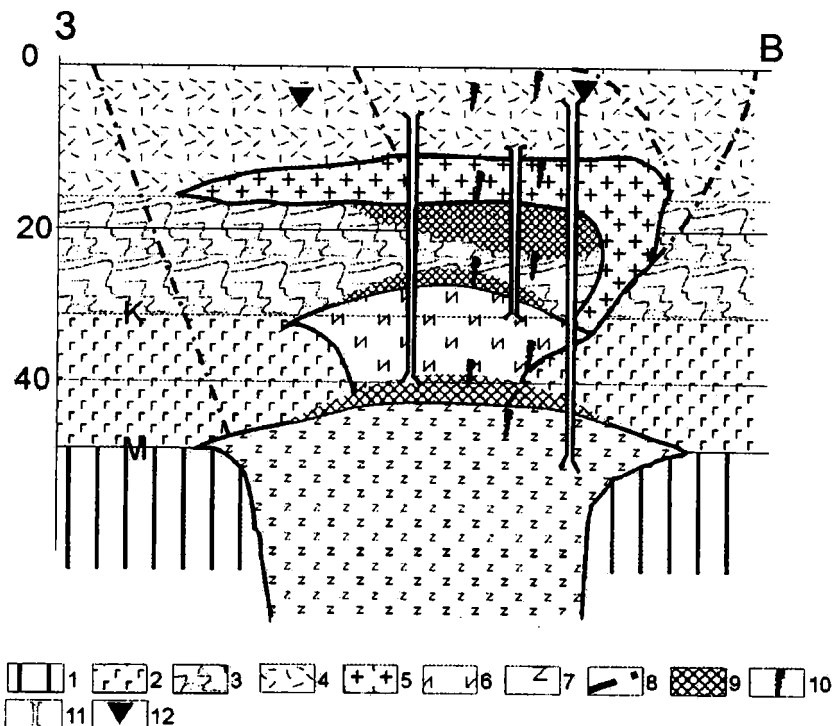


Рис. 2. Генерализованная модель флюидно-магматической рудообразующей системы (разрез)

1 – верхняя мантия. М-граница Мохоровичича; 2 – базальтовый слой земной коры; 3 – гранитно-гнейсовый слой; 4 – осадочный слой; 5 – палингенные гранитоиды; 6 – область флюидно-магматического преобразования коры; 7 – мантийный диапир; 8 – разломы; 9 – зоны накопления флюидов (флюидосборники); 10 – дайковые пояса; 11 – положение каналов миграции расплавов, флюидов; 12 – позиция оруденения

На этой основе автором выполнен анализ тектонических обстановок нахождения сверхкрупных концентраций золота в мире. При этом учтены золотоносные россыпи и условия их образования (Н.А.Шило и др.). Предложена модель высокопродуктивных рудообразующих систем, при развитии которых могли образовываться крупные месторождения золота (рис. 2). Важнейшим элементом таких флюидно-магматических систем являются зоны накопления флюидов (флюидосборники, флюидные коллекторы), размещение которых, количественные параметры, механизмы раскрытия во многом определяются тектоническими факторами – рас-

слоенностью глубинных частей земной коры, петрофизическим состоянием пород и др.

Исследования проводятся при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 98-05-64870).

Литература

Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: Распространенность – геолого-генетические типы – продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. № 1. С. 25–40.

А.А.Свешников, Е.П.Дубинин¹

Эволюция литосферы Лабрадорского бассейна

В работе рассматриваются результаты численного моделирования пространственно-временных изменений термической структуры литосферы, рельефа дна и аномальных геофизических полей в процессе формирования и отмирания Лабрадорского спредингового хребта на разных стадиях его эволюции.

Формирование бассейна Лабрадорского моря связано с расколом Канадско-Гренландского континента в нижнем мелу и с последующим спредингом на Лабрадорском хребте. История спрединга в Лабрадорском море фиксируется распределением линейных магнитных аномалий. В Лабрадорском море спрединг начался 92 млн лет назад. К югу от разломной зоны Картрайт зафиксирована самая древняя аномалия 34 (84 млн лет по шкале геомагнитных инверсий), а в северной части Лабрадорского моря – аномалия 31 (69 млн лет). На этом основании можно предположить, что ось спрединга продвигалась с юга на север к проливу Девиса. Первый этап спрединга продолжался в С-СВ направлении до 59 млн лет (аномалия 25), когда произошло изменение в относительном движении между Гренландской и Северо-Американской плитами, возможно, связанное с активностью горячей точки в проливе Девиса и отделением Гренландии от Евразии. В результате скорости спрединга в Лабрадорском море начали уменьшаться и спрединг почти прекратился после 45 млн лет (аномалия 20).

Ось древнего спредингового хребта в Лабрадорском море выделена по магнитным, сейсмическим [2] и гравиметрическим данным [3]. В рельефе дна Лабрадорский палеоспрединговый хребет не выражен из-за мощного (1,5–2,0 км) осадочного слоя, перекрывающего фундамент. Однако в рельефе фундамента отчетливо выделяется осевая депрессия

¹ Музей землеведения МГУ, Москва, Россия

(рифтовая долина), обрамленная поднятиями бортов палеоспрединового хребта. Далее, в сторону континентальных окраин, глубина фундамента постепенно увеличивается с возрастом коры. В наблюдаемых гравитационных аномалиях ось палеоспрединга фиксируется в виде отчетливого минимума, достигающего значений 20–30 мГал, ограниченного с обеих сторон положительными аномалиями такой же амплитуды [3].

Информация по истории спрединга Лабрадорского хребта использована нами для оценки изменения рельефа дна и теплового потока в процессе формирования и эволюции литосферы Лабрадорского моря. Термическое состояние литосферы определялось решением нестационарного уравнения теплопроводности. Уравнение теплопроводности решалось по неявной конечно-разностной схеме с использованием схемы с опережением для аппроксимации конвективного члена по методике, рассмотренной в работе [1].

Проведенные расчеты показывают, что формирование теплового режима литосферы в районе зоны перехода от континента к океану происходило под влиянием двух основных процессов – спрединга в осевой зоне хребта и теплообмена на границе океанического блока с континентальным. Зона термического перехода имеет ширину ~200 км. С океанической стороны в окрестности границы континент–океан наблюдается резкое погружение изотерм и подошвы литосферы в сторону континента. Рельеф поверхности литосферы вычислялся в предположении локальной изостазии с уровнем изостазии на глубине 150 км. Учитывались изменения плотности, связанные как с изменением литологического состава, так и с влиянием температуры и давления.

Сравнение рассчитанного рельефа поверхности дна океана с известной теоретической или полуэмпирической зависимостью глубины дна океана от возраста показывает, что охлаждающее влияние «старой» литосферы приводит к дополнительному проседанию океанической литосферы в районе контакта на величину около 0,5 км. Наряду с погружением поверхности края океанической литосферы (эффект охлаждения) четко прослеживается воздымание края более древней континентальной литосферы, вследствие прогрева последней при контакте с «молодой». Сравнение теоретических расчетов с наблюдаемым рельефом (с учетом нагрузки осадочной толщи) показало, что использованная модель позволила получить неплохое согласование результатов по наиболее общим характеристикам (характер изменения рельефа на контактах разновозрастной литосферы, градиент увеличения глубины погружения фундамента при удалении от оси хребта). В то же время, реально наблюдаемый рельеф поверхности океанической литосферы характеризуется значительной изрезанностью, которая не может быть объяснена только особенностями термического строения.

В ходе моделирования истории развития Лабрадорского хребта была проведена оценка влияния процесса серпентинизации перидотитов верхней мантии, для которого необходимо выполнение двух условий: 1)

наличие циркулирующей морской воды, проникающей по системам трещин и пор до границы кора–мантия и 2) наличие благоприятных температурных условий ($T = 300\text{--}500^\circ\text{C}$), при которых проходит реакция серпентинизации. Переход перидотита в серпентинит влечет за собой значительные изменения в физических свойствах пород (плотности, скорости сейсмических волн и т.д.).

В модели предполагалось, что слой осадков толщиной в несколько десятков метров является уже практически непроницаемым для морской воды. Возможность поступления свободной воды оценивалась из следующих условий: 1) геостатическое давление ниже 2,6 кбар (критическое давление, при котором происходит закрытие микротрещин в серпентинитах); 2) наличие растяжения литосферы; 3) мощность осадков менее 200 м. Скорость накопления осадков выбиралась на основе данных глубоководного бурения (скв. 646 и 647) и равнялась 30 м в 1 млн лет. Степень серпентинизации принималась пропорциональной времени воздействия благоприятных условий. Мощность образующейся коры при расчетах принималась равной 4 км, что соответствует строению коры в приосевой зоне по сейсмическим данным. Максимальная степень серпентинизации полагалась равной 50%.

При том, что расчеты, как отмечалось, носили оценочный характер, полученный рельеф фундамента, в частности, горизонтальные размеры и амплитуда осевого понижения, хорошо согласуется с сейсмическими данными. Часть верхней мантии на крыльях хребта, где ультрабазиты претерпели определенную степень серпентинизации, сейсмически неотделима от вышележащей коры, и граница Мохо находится ниже контакта кора–мантия. Полученные результаты показали, что в условиях ультрамедленного спрединга с положением кровли астеносферного поднятия ниже подошвы коры термические условия, необходимые для процесса серпентинизации возникают достаточно близко к оси спрединга, где наличие разрывных нарушение может обеспечить доступ воды в породы верхней мантии. Это позволяет считать процесс серпентинизации пород верхней мантии важным рельефообразующим фактором в областях медленного спрединга.

Результаты расчета гравитационных аномалий для модельного разреза, однако, показали, что для объяснения характера гравитационных аномалий в осевой зоне Лабрадорского хребта не достаточно учета его термической эволюции и влияния процессов серпентинизации: амплитуда реально наблюдаемой осевой отрицательной аномалии существенно выше модельной. Это говорит о существовании на оси хребта разуплотненного тела, механизм образования которого не был учтен в прорисованной модели. Наиболее приемлемой представляется модель «габброидного корня» – наличие в осевой зоне тела с пониженной плотностью, «вмороженного» в толщу литосферы и представляющего собой, по-видимому, реликт магматического очага, существовавшего во время активной жизни хребта. В пользу существования такого тела говорит и

характер распределения скоростей продольных волн в верхней мантии (по данным сейсмической томографии): значительное заглубление изолинии скорости 8 км/с под осью хребта свидетельствует о пониженной плотности в этой области.

Нами были проведены расчеты параметров тела, гравитационный эффект от которого позволил бы наилучшим образом согласовать наблюдаемые и расчетные гравитационные аномалии в осевой зоне хребта. Для моделирования «габброидного корня» приняли клинообразное, сужающееся книзу тело, наибольший дефицит плотности в котором приурочен к оси; к периферии тела плотность увеличивается по линейному закону, сравниваясь на границе с плотностью окружающих пород. Наилучшее совпадение расчетных аномалий с наблюдаемыми в осевой зоне вплоть до боковых максимумов получено при следующих параметрах: глубина верхней границы – 8 км, ширина по верху – 106 км, глубина распространения 40 км, плотность на оси – 0,09 г/см³.

Литература

1. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. Термическая эволюция литосферы и осадочной толщи бассейнов окраины Антарктиды (Австралийский сектор) // Океанология. 1990. №1. С. 86–92.
2. Loudon K.E., Osler J.C., Srivastava S.P., Keen C.E. Formation of oceanic crust at slow spreading rates: New constraints from an extinct spreading center in the Labrador Sea // Geology. 1996. V. 24, № 9. P. 771–774.
3. Srivastava S.P., Arthur M.A. Tectonic evolution of the Labrador Sea and Baffin Bay: Constraints imposed by regional geophysics and drilling results from Leg 105 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Sci. Res. 1989. V. 105. P. 989–1008.

Н.И.Селивёрстов¹

Глубинная гидратация океанской литосферы и геодинамика северного участка Курило-Камчатской островной дуги

Еще в 80-х годах получили развитие представления о формировании глубоких раздвигов в пределах краевого океанического вала и на внешнем склоне глубоководного желоба, основанные на теоретических моделях упруго-пластичного изгиба литосферной плиты и данных о механизмах землетрясений [8].

Позднее было осознано значение этого процесса в глубоких метаморфических изменениях океанской литосферы. На основе петрологических моделей верхней мантии и экспериментальных данных по разрушению

¹ Институт вулканологии (ИВ) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

горных пород в условиях высоких давлений и температур, была предложена концепция глубинной гидратации океанской литосферы в пределах краевого вала и внешнего склона глубоководного желоба [2, 4]. Согласно этой концепции, литосферная плита перед вхождением в зону субдукции изгибается. При этом в верхней части литосферы образуются магистральные разрывы (раздвиги), которые на более значительных глубинах сменяются зонами трещиноватости, а затем (до глубин 30–35 км) – зонами раскрытия пор. Верхний слой литосферы становится водопроницаемым, и в нем активно протекают процессы регионального метаморфизма. При взаимодействии морской воды с горячими ультраосновными породами верхней мантии образуется широкий спектр вторичных водосодержащих минералов: серпентиниты, тальк, хлориты, амфиболиты и др. Т.е. непосредственно перед вхождением в зону субдукции океанская литосферная плита «засасывает» изрядное количество морской воды, значительную часть которой увлекает в связанном виде под нависающую литосферную плиту. По мере погружения и нагрева водосодержащие минералы подвергаются дегидратации. Выделяющийся при этом водный флюид обуславливает развитие островодужного магматизма.

Среди фактических данных, подтверждающих реальность глубинной гидратации океанской литосферы, необходимо отметить: «двойные» сейсмофокальные зоны, структура которых находит убедительное объяснение в рамках упомянутой концепции [2]; существование в океанской литосфере вблизи островных дуг и трансформных разломов сейсмических границ на глубинах до 30–35 км [1], сопоставимых с подошвой зон глубинной гидратации; латеральную плотностную неоднородность, точнее – некоторое разуплотнение литосферной плиты в районе краевого вала и внешнего склона желоба [3].

В связи с обсуждаемой концепцией, следует упомянуть и проблему изотопов бериллия – ^{10}Be . Повышенное содержание этих изотопов в островодужных вулканических породах рассматривается в качестве свидетельства участия молодых неконсолидированных осадков в процессе образования магм [7]. Однако до настоящего времени не предложен механизм транспортировки неконсолидированных осадков на столь большие глубины. С привлечением обсуждаемой концепции, такой механизм достаточно очевиден. Действительно, возникающие при изгибе литосферы раздвиги, судя по их морфологической выраженности, достигают поверхности дна и вместе с водой «засасывают» молодые неконсолидированные осадки, которые включаются в состав метаморфических комплексов. В процессе последующей дегидратации серпентинитов, метаморфизованные осадки, обогащённые изотопами ^{10}Be , растворяются в водном флюиде, в составе которого и участвуют в магматическом процессе.

Наличие под Камчаткой «двойной» сейсмофокальной зоны [6] свидетельствует о том, что глубинная гидратация океанской литосферы заметно влияет на геодинамические процессы, контролируемые сейсмич-

ность и вулканизм Курило-Камчатской островной дуги. С учетом данных о строении прилегающего участка Тихоокеанской плиты, представляется возможным объяснить и некоторые другие важные особенности современного вулканизма и сейсмичности Камчатки в рамках упомянутой концепции.

Северный участок Тихоокеанской литосферной плиты, расположенный напротив Камчатского залива, ограничен с ЮЗ продолжением Императорского разлома и имеет возраст около 70 млн лет, а расположенные к югу от него – на 20–25 млн лет древнее [5]. Соответственно возрасту, мощность Тихоокеанской литосферной плиты напротив Камчатского залива должна составлять около 70 км, а напротив Кроноцкого и Авачинского заливов – около 80 км. Еще одно важное отличие северного участка плиты – повышенная мощность осадочного чехла (осадочное тело Мейджи), достигающая 1,5–2 км.

Эти региональные особенности обусловили заметные различия в распределении глубинных температур. Предварительные расчеты показывают, что за счет меньшей мощности литосферы и главным образом за счет «теплоизолирующих» свойств осадочного чехла, глубинные температуры в северном литосферном блоке Тихоокеанской плиты примерно на 100–120°C выше, чем в южном. Вследствие этого, зона серпентинизации ультраосновных пород в северном блоке расположена гипсометрически выше, в области максимальной трещиноватости, имеет большую мощность и отличается более высоким (в 1,8–2,0 раза) содержанием связанной воды. По-видимому, это приводит к соответствующим различиям в содержании растворенного водного флюида в «первичной» магме под вулканами Камчатки, т.е. глубинные магматические очаги и нижние участки магматических колонн под Северной группой вулканов, в отличие от вулканов Восточного пояса и юга Камчатки, содержат заметно больше растворенной воды и, соответственно, отличаются меньшей плотностью. Вследствие этого, компенсация литостатического давления на северном участке дуги достигается при значительно большей высоте магматической колонны, что, вероятно, и является главной причиной гигантских размеров вулканов Северной группы и колоссальных масштабов проявления их вулканической активности.

Относительно высокие глубинные температуры и пониженная плотность северного блока Тихоокеанской плиты рассматриваются в качестве основной причины сравнительно пологой и короткой сейсмофокальной зоны на северном участке дуги, значительного смещения к западу гравитационного минимума в области континентального склона, а также большей удаленности Северной группы вулканов от оси глубоководного желоба.

В заключение, в качестве рабочей гипотезы, попытаемся ответить на вопрос: почему на северном участке Курило-Камчатской дуги при гигантских размерах вулканических построек отсутствуют крупные кальдеры?

При восходящем движении магмы, начиная с некоторых глубин, выделяется свободный водный флюид, который, взаимодействуя с вмещающими породами, способствует развитию промежуточных (периферических) очагов. При частичном обезвоживании плотность магмы увеличивается и создаются условия для ее конвекции, т.е. условия для проявления нисходящих движений частично обезвоженных магм и возникновения замкнутой магматической циркуляции между астеносферными и промежуточными очагами. Эта циркуляция по сути является механизмом переноса воды из астеносферы на «промежуточные» глубины и существует независимо от проявлений вулканизма. Глубина промежуточных очагов определяется Р-Т-условиями насыщения магмы растворенной водой и связана прямой зависимостью с содержанием воды в магме. Так, при 10% -ном содержании воды и температуре 1100°C андезитобазальтовые магмы выделяют свободный водный флюид, начиная с глубин около 25 км, а при содержании 3% – с глубин менее 5 км. Т.е. неглубокие «кальдерообразующие» промежуточные очаги возникают лишь при незначительном (первые проценты) содержании воды в «первичной» магме. В глубинных магматических очагах под северным участком Курило-Камчатской дуги предполагается относительно высокое содержание растворенной воды и, соответственно, более значительные глубины промежуточных очагов, исключающие возможность проявления кальдерообразующих движений.

Доклад подготовлен при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект №99-05-64584).

Литература

1. Зверев С.М., Капустин Н.К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980. 207 с.
2. Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н. Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления // ДАН СССР. 1982. Т. 265, №3. С. 572–576.
3. Косыгин В.Ю., Сеначин В.Н. Плотностные неоднородности мантии активных океанических окраин и тектоника // Тихоокеан. Геология. 1995. Т.14, №6. С. 44–52.
4. Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюл. МОИП. Отд. Геол., 1986. Т. 61, вып. 4. С. 3–12.
5. Селивёрстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
6. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. №4. С. 91–107.
7. Цветков А.А., Вольнец О.Н., Моррис Дж., Тера Ф., Райан Дж. Проблема субдукции осадков в свете данных по геохимии бериллия и бора в магматических породах зоны перехода океан–континент // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. №11. С. 3–25.
8. McNutt M. Implications of Regional Gravity for State of Stress in the Earth's Crust and Upper Mantle // J. Geophys. Res. 1980. V. 85, NB11, P. 6377–6396.

Структурные элементы зон сочленения континента и ложа океана

Вслед за В.В.Белоусовым [1] мы выделяем тихоокеанский и атлантический типы зон сочленения континента и ложа океана. Колумбийский [1] и меланезийский [2] типы, с нашей точки зрения, являются разновидностью тихоокеанского типа.

Нами [3] показано, что вещественным выражением зон сочленения континента и ложа океана тихоокеанского типа являются особые геологические тела – комплексы геологических формаций (формационные комплексы) переходного (транзитального) типа, которые обладают признаками как геосинклинальных, так и орогенных образований. В них чередуются терригенные, часто наземно-пресноводные и морские кремнисто-глинистые формации. Дислокации в них имеют промежуточный характер: развиты как линейно вытянутые складки, так и брахискладки и купола. Для зон сочленения континента и ложа океана характерны также повышенный тепловой поток и высокая сейсмичность.

Вулканыты, среди которых имеются известково-щелочные, щелочные и толеитовые базиты, в зонах атлантического типа не характерны, но иногда присутствуют. В геологической истории зон сочленения континента и ложа океана устанавливается неоднократная смена мелководных, часто пресноводных, бассейнов относительно глубоководными котловинами, не компенсированными осадками. По особенностям состава и структуры транзитальных формационных комплексов выделяются структурные элементы зон сочленения континента и ложа океана обоих типов. Однако при этом различаются элементы геоморфологической, геофизической и геологической специализаций.

В геологической структуре зон сочленения континента и ложа океана тихоокеанского типа устанавливаются тыловой, междуговой, фронтальный и передовой прогибы, вулканическая и невулканическая геантиклинали. Передовые прогибы (например, Приохотоморский прогиб) отличаются от тыловых прогибов (например, Приюжнокурильский) более грубозернистым составом формаций, большей ролью наземно-пресноводных пород и отсутствием пространственной связи с вулканическими геантиклиналями.

Фронтальные прогибы располагаются на приконтинентальном склоне глубоководных желобов. Противоположный их склон, не обладающий формационным комплексом транзитального типа, относится к океаническим структурным элементам. Внутри зон сочленения континента и ложа океана тихоокеанского типа существуют фрагменты ранее образо-

¹ Вологодский государственный педагогический университет, Вологда, Россия

ванных структурных элементов геосинклинально-складчатых сооружений: массивы ранней и поздней консолидации, устойчивые геоантиклинали. Крайинно-континентальные вулканические пояса по геологическому содержанию должны относиться к континенту, но по геофизическим характеристикам они близки «переходным зонам».

В зонах сочленения континента и ложа океана атлантического типа выделяются миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные прогибы. Первые геоморфологически выражены континентальным склоном, вторые – континентальным подножием. Кроме того, имеются геоантиклинали, геоморфологически представленные бордерлендами, и срединные массивы (выражены крайинными плато). Последние – осколки континентальных структурных элементов, геофизические характеристики которых соответствуют «переходным зонам». Зоны сочленения континента и ложа океана тихоокеанского и атлантического типов по простиранию (горизонтали) переходят в друг друга (северо-восточная окраина Тихого океана, Индонезия). Предполагается, что и во времени (по вертикали) они сменяют одна другую.

Литература

1. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 152 с.
2. Васильев Б.И. Меланезийский тип Тихоокеанской зоны перехода // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 3–12
3. Семенов Д.Ф. Геологическая природа зоны сочленения континента и океана. М.: Недра, 1986. 191 с.

К.Ж.Семинский¹

Зонно-блоковая структура литосферы Центральной Азии

Проявление разрушения литосферы в виде образования разрывов, разделяющих тело на отдельные блоки, является наиболее общей закономерностью деструкции, имеющей место на всех уровнях организации вещества. В тоже время теоретические [1], экспериментальные [2] и натурные [3] исследования свидетельствуют о необходимости выделения в качестве полноправного элемента деструкции литосферы не пограничных разломных сместителей, а широких зон взаимодействия блоков. На высших иерархических уровнях они могут быть отождествлены с разломными зонами, а в более мелком масштабе – с зонами деструкции, в определении С.И.Шермана [4]. Цель проведенного исследования – выявить зонно-блоковую структуру литосферы Центральной Азии и уста-

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

новить главные закономерности ее внутренней организации.

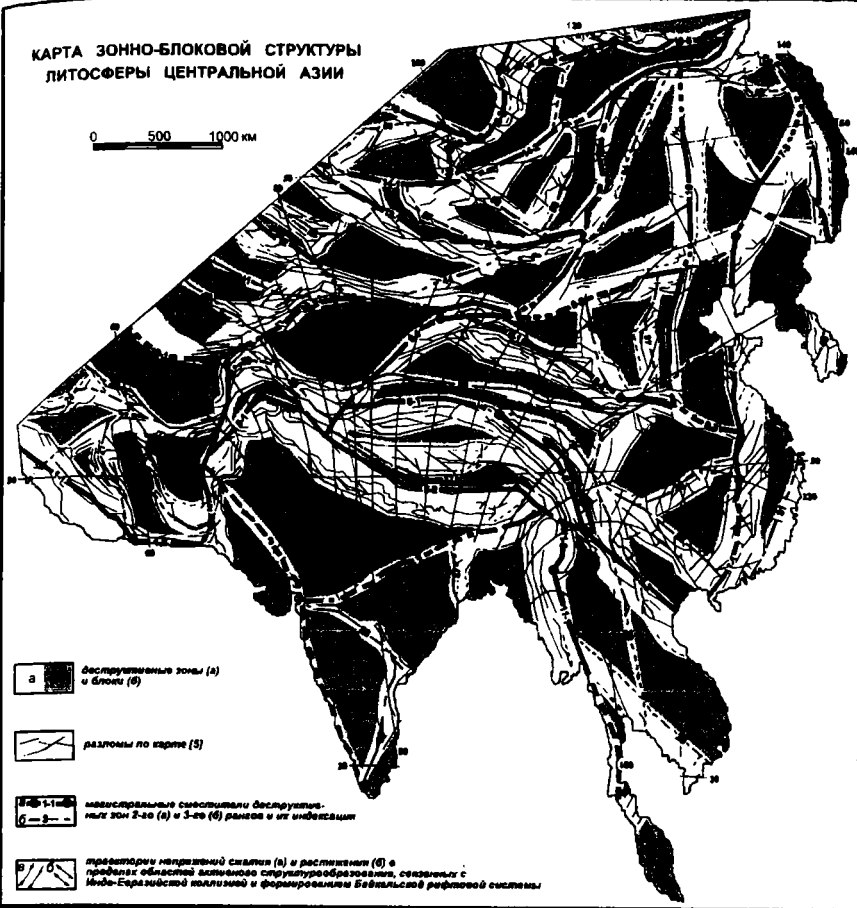
Вначале по карте [5] выделялись деструктивные зоны как линейно вытянутые участки распространения сближенных в пространстве, часто субпараллельных, сравнительно мелких разломов, сопровождающих наиболее протяженные непрерывные сместители. Проведение внешних границ активной на данном этапе тектогенеза части зоны контролировалось по карте [6] путем анализа площадного распределения сильных землетрясений. В спорных случаях привлекалась дополнительная информация по активной разломной структуре региона, взятая из публикаций. Так была составлена карта зонно-блоковой структуры литосферы Центральной Азии (рисунок), на которой блоки контактируют друг с другом по широким зонам деструкции, образующим единую замкнутую сеть.

Количественный анализ площадей выделенных деструктивных зон и блоков дал возможность установить иерархическую соподчиненность в зонно-блоковой структуре литосферы Центральной Азии, которая в данном масштабе исследований определяется взаимодействием структурных элементов трех рангов. Исследование пространственного распределения деструктивных зон с разной степенью современной активности (определяемой по плотности сильных землетрясений) позволило оконтурить в пределах Центральной Азии две пространственно обособленные области активного структурообразования, большая из которых связана с процессом коллизии Индостана и Евразии, а меньшая – с формированием Байкальской рифтовой системы (см. рисунок). По результатам анализа механизмов очагов сильных землетрясений выявлены обобщенные процентные соотношения вкладов элементарных динамических обстановок (сжатие/сдвиг/растяжение) в формирование структуры деструктивных зон сжатия (62/22/16), сдвига (3/78/19), растяжения (3/19/78), сдвига со сжатием (46/42/12) и сдвига с растяжением (1/52/47), что обеспечило возможность исследования характера взаимодействия основных элементов зонно-блоковой структуры Центральной Азии.

В соответствии с полученными данными деформационный процесс в Центральной Азии наиболее активно и полно протекает в Гималайской зоне деструкции (зона 1-го ранга). Ее зонно-блоковая структура формируется в режиме сжатия со сдвигом, что, в отличие от явно выраженной транспрессии, обусловлено инденторным характером унаследованно развивающегося контактирования двух литосферных плит. Деструктивные зоны 2-го и 3-го рангов, входящие в парагенезис собственно сжатия, локализуются вблизи северной и южной границ Гималайской зоны и своей ориентировкой, особенностями внутреннего строения и набором динамических обстановок формирования свидетельствуют о зрелой стадии ее развития с наклонным положением активной оси тензора напряжений. Парагенезис сдвига охватывает центральную и главным образом восточную части зоны, отражая широко известный процесс перемеще-

КАРТА ЗОННО-БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ
ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

0 500 1000 км



ния вещества из области наибольшего сжатия за фронтальную границу Индостанского блока.

Таким образом, новый подход к исследованию процесса деструкции литосферы оправдал себя на примере Центральной Азии, так как позволил не только подтвердить ранее установленные особенности деструктивного процесса в регионе, но и выявить новые: положение современных латеральных границ зон деструкции 1-го порядка, состав парагенезиса более мелких деструктивных зон, процентные соотношения элементарных динамических обстановок при формировании зон сжатия, растяжения, сдвига, сжатия со сдвигом и растяжения со сдвигом и др. Это, с одной стороны, свидетельствует об объективности существования зонно-блокового строения литосферы Центральной Азии, а с другой — о

перспективности описанного направления исследований. Ближайшей задачей в этом плане является построение карт делимости литосферы для других регионов мира, причем основой единого методического подхода должны быть закономерности структурообразования, выявленные на примере Центральной Азии.

Процесс деструкции реализуется путем образования и совместного развития двух объемных структурных элементов – блоков и ограничивающих их зон, которые создают законченную картину делимости литосферы. Несмотря на большую интенсивность разрушения в деструктивных зонах, роль обоих элементов в структурообразовании равнозначна. Поэтому характер деструкции любого участка литосферы определяется не только интенсивностью и направленностью внешнего воздействия, структурой, составом и размерами деформируемого объема, но и общими законами активного взаимодействия блоков с образованием и развитием деструктивных зон. Результатом их существования являются следующие главные закономерности организации зонно-блоковой структуры литосферы:

1) иерархическая соподчиненность, количественные характеристики которой варьируют на разных стадиях структурообразования;

2) неравномерность, конкретным выражением которой служат пространственные вариации степени активности и типов динамических обстановок даже в однородно нагруженных объемах литосферы;

3) взаимозависимость в системе «блок–зона», когда размеры и форма контактирующих блоков обуславливают форму и характер напряженно-деформированного состояния субстрата пограничных зон деструкции, а степень активности и динамические обстановки процесса структурообразования в деструктивных зонах, в свою очередь, определяют аналогичные характеристики процесса внутри блоков.

Реальной перспективой исследований является создание зонно-блоковой модели континентов, органично согласующейся с закономерностями деструкции литосферы, наиболее твердо установленными в рамках различных геотектонических гипотез.

Литература

1. Садовский М.А. О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 5–14.
2. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
3. Трифонов В.Г., Макаров В.И., Пономарев В.Г. Закономерности новейшего тектогенеза // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 211–218.
4. Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1996. С. 157–158.
5. International Tectonic Map of the World (Scale 1:15 000 000) / Chief editor: V.E. Khain. М.: Min-geo, 1984.
6. Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World stress map project // Jour. Geophys. Res. 1992. V. 97, №B8. P. 11,703–11,728.

Разломно-блоковая тектоника платформенных нефтегазоносных областей

Исследование разломов в верхних частях платформенного чехла представляет собой специфическую задачу, обусловленную объектом исследования: разломы фундамента, активизированные на поздних этапах геологического развития, часто проявляются в нижних и средних частях чехла в виде флексур, а в верхних – в виде зон повышенной трещиноватости, отчетливо дешифрирующихся на разного рода снимках и топографических картах. Определение параметров таких разломно-флексурных зон (РФЗ) – ориентировки плоскости сместителя, кинематического типа можно производить с минимальными экономическими затратами путем применения комплекса структурно-геоморфологических методов. Они включают в себя: дешифрирование РФЗ и мелких прямолинейных элементов рельефа (мегатрещин) с последующим традиционным сопоставлением полученных карт РФЗ со всеми имеющимися геолого-геофизическими материалами; определение падения плоскости сместителя в верхних частях разреза чехла и линии перемещения по плоскости путем массового замера трещиноватости в крыльях отдешифрированных РФЗ и выявления поясного распределения трещиноватости по методике В.Н.Даниловича (1961); определение направления сдвигового перемещения по РФЗ и геодинамических условий формирования разлома с помощью структурно-геоморфологического (СГ) метода реконструкции неотектонических напряжений платформенных территорий [Сим, 1991, 1996].

Результаты исследований разломов и РФЗ перечисленными методами в пределах нефтегазоносных областей древней Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Тимано-Печорской эпипайкальской плиты (ТПП) и Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты (ЗСП) позволяют сделать следующие методические, теоретические и практические выводы:

Эффективность применения указанных методов подтверждена при изучении Западно-Тиманского глубинного разлома. Пересечения по нему па п-овах Рыбачий, Канин (здесь исследовался Главный Канинский разлом, параллельный Западно-Тиманскому из-за «закрытости» последнего), по р.р. Мезенской Пижме, Мезени и Елве Мезенской с одновременной реконструкцией тектонических напряжений кинематическим методом анализа векторов сдвиговых перемещений на зеркалах сколь-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² Российский государственный университет нефти и газа (РГУ нефти и газа), Москва, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский ин-т нефти (ВНИИнефть), Москва, Россия

⁴ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

жения [Гущенко, 1975, 1982] показал сходство ориентировок региональных главных нормальных напряжений, восстановленных разными методами; падение плоскости сместителя, полученное путем анализа поясного распределения трещиноватости, соответствует геолого-геофизическим данным; в неотектонический этап по Западно-Тиманскому разлому в его Средне-Тиманской части правосдвиговая составляющая перемещений существенно преобладает над взбросовой. Применение СГ метода позволяет более обоснованно выделять ранги неотектонических разломов и определять геодинамическую обстановку формирования разломов в платформенном чехле.

Разломно-блоковая тектоника нефтегазоносных областей ТПП, восточной части ВЕП и Сургутского свода (северная часть центра ЗСП) формируется в условиях регионального субмеридионального сжатия в горизонтальной плоскости; такое сжатие на значительной площади перечисленных платформ может быть обусловлено влиянием Арктического рифтогенеза; в пределах Большого Салыма (южная часть центра ЗСП) региональное сжатие ориентировано субширотно. Границей между разноориентированным региональным сжатием в центральной части Западно-Сибирской плиты служит, по всей вероятности, широтный разлом, к которому приурочена долина р. Оби. Разломно-блоковая тектоника Большого Салыма и поле неотектонических напряжений, восстановленное в его пределах СГ методом, осложнено наличием крупной кольцевой структуры. Активность этой структуры в неотектонический этап устанавливается по «шуму» в ориентировках мегатрещин, отцифрованных в зоне, расположенной вокруг кольцевой структуры: разнообразие ориентировок этих мегатрещин не дает возможности восстановления локальных неотектонических напряжений вдоль границы структуры и свидетельствует об образовании этих мегатрещин за счет наложения разных механизмов формирования. Резкое различие в ориентации горизонтального сжатия в центральной части ЗСП требует проведения специальных тектонофизических исследований по всей плите. Сугубо предварительно можно предположить, что такая смена ориентировки сжатия связана с влиянием орогенных структур Урала на формирование неотектонических структур в пределах указанной части Западно-Сибирской платформы.

Практическая значимость изучения разломно-блоковой тектоники нефтегазоносных платформенных территорий заключается в следующем: подавляющее большинство крупных месторождений нефти и газа приурочено к РФЗ и участкам пересечения разломов (Лаявожское, Усинское, Ромашкинское и др.), что неоднократно отмечалось и ранее. В пределах ТПП при мелкомасштабных исследованиях установлено, что положительные нефтегазовые структуры приурочены к секторам локального сжатия, образованным при пересечении региональных диагональных разломов с разнонаправленной сдвиговой составляющей перемещений. На юге центральной части ЗСП также установлено, что круп-

ные вытянутые в субмеридиональном направлении брахиантиклинали сформированы за счет субширотного сжатия и контролируются «сжатыми» меридиональными разломами. Это сжатие, по-видимому, выжимает нефть в положительные структуры, при этом внутри структур наиболее благоприятными для добычи нефти являются участки локального растяжения, образованные на пересечении разнонаправленных сдвигов. К таким участкам приурочены почти все скважины с начальным дебитом более 100 куб.м./сут., а также более 30% скважин с начальным дебитом 10-100 куб.м./сут.; более 60% скважин с дебитом до 100 куб.м./сут. расположены в пределах разноранговых РФЗ или на расстояниях, не превышающем 1 км. Лишь отдельные скважины с незначительным притоком нефти расположены во внутриблоковом пространстве. Из всех разломов для значительного притока нефти важны субнормальные к региональному растяжению разломы. В пределах Сургутского свода особые перспективы связаны с разломами, формирующимися в геодинамической обстановке растяжения, определенной с помощью СГ метода. Проведенные исследования разломно-блоковой тектоники платформенных нефтегазоносных областей способствуют определению как направления поисков, так и определению отдельных объектов скопления углеводородов.

Литература

1. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. //Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. 1961. Вып. 2 (40). С. 1–45.
2. Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // ДАН СССР. 1993. Т. 210. №2.
3. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. №10. С. 3–22.
4. Сим Л.А. Неотектонические напряжения Восточно-Европейской платформы и структур обрамления: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. Наук. М.: МГУ, 1996. 42 с.

Палеоспрединовые комплексы в офиолитах Алтае-Саянской области – индикаторы геодинамических процессов формирования структур Палеоазиатского океана

В офиолитовых ассоциациях Алтае-Саянской области, являющихся реликтами структур Палеоазиатского океана, достаточно широко представлены палеоспрединовые комплексы. Во время полевых работ 1973–1999 гг. нами исследовались дайковые серии в офиолитах Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Тувы. В ходе обработки коллекций для выяснения палеогеодинамических условий формирования офиолитов необходимо было учитывать древний (венд-кембрийский) возраст и значительную степень преобразования пород. Был использован комплексный подход с применением целого ряда независимых петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических методов. Большое значение придавалось изучению составов первичных минералов и расплавных включений, сохранивших прямую информацию о древних магматических системах.

В *Горном Алтае* были исследованы дайковые палеоспрединовые комплексы из Чаганузунских и Курайских офиолитов. По особенностям химического состава породы дайковых серий из Чаганузунских офиолитов отвечают обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов типа E-MORB. По распределению титана, хрома и никеля дайки располагаются как в области высокотитанистых океанических серий, так и в поле умеренно-титанистых островодужных образований, вблизи границы раздела этих двух систем. Учитывая, что гипербазиты Чаганузунского массива имеют океанические характеристики [1], можно сделать вывод, что Чаганузунские офиолиты формировались в океанических условиях.

Породы дайкового комплекса Курайских офиолитов по своему химическому составу разбиваются на две группы: с океаническими характеристиками (срединно-океанических хребтов) и с островодужными (островодужные толеиты). Породы бонинитовой серии приурочены к полю бонинитов из островных дуг западной части Тихого океана. Составы первичных минералов (оливин, хромшпинель, клинопироксен) из бонинитовых серий Курайских офиолитов хорошо соответствуют данным по минералам из бонинитов западной части Тихого океана. Составы гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из бонини-

¹ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия.

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

тов Курайских офиолитов показывают, что изученные клинопироксены кристаллизовались из «бонинитовых» расплавов с низкими содержаниями титана и высокими концентрациями MgO и SiO₂ [2].

В результате комплексных петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических исследований выясняется, что Курайские офиолиты формировались в палеогеодинамических условиях развития примитивной островодужной системы с бонинитами на океанической литосфере, фрагментами которой являются Чаганузунские офиолиты.

Петролого-геохимические и термобарогеохимические исследования пород из базит-гипербазитовых комплексов позволили выяснить особенности палеогеодинамических процессов формирования *офиолитов Кузнецкого Алатау*. Геохимические и минералогические данные свидетельствуют о том, что дунит-гарцбургитовый комплекс из нижней части офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау явно отличается от океанических ультраосновных пород и хорошо соответствует островодужным характеристикам, являясь фундаментом древней раннекембрийской островодужной системы. Информация по петрохимии, геохимии редких и редкоземельных элементов, минералогии и термобарогеохимии пород дайковых палеоспредиговых комплексов из офиолитов Кузнецкого Алатау говорит о формировании развитой островной дуги на фундаменте из островодужных гипербазитовых ассоциаций, с последовательным развитием магматических серий: толеитовые → известково-щелочные → калиево-натриевые субщелочные. Особенности распределения геохимических компонентов в породах офиолитов Кузнецкого Алатау свидетельствуют о расколе палеоостровной дуги на начальных стадиях формирования задугового бассейна, фиксируемых появлением пород калиево-натриевых субщелочных серий типа АВВВ. Эти комплексы, впервые выделенные в древних офиолитах Центральной Азии, позволили получить прямые данные для реконструкции палеогеодинамических обстановок задуговых бассейнов Палеоазиатского океана.

Петрохимический анализ *офиолитовых ассоциаций Западного Саяна* показал, что в палеоспредиговых дайковых сериях Куртушибинских офиолитов идет эволюция от океанических характеристик к бонинитовым и далее к толеитам островных дуг. Пироксеновые порфириты по соотношениям TiO₂, K₂O, MgO, SiO₂ попадают в поле бонинитов примитивных островных дуг запада Тихого океана и хорошо соответствуют бонинитовым сериям из офиолитов Горного Алтая и Восточного Саяна. Согласно распределению редких элементов (Ti, Cr, Ni, Y, Zr, Nb), породы дайковых комплексов имеют преимущественно океанические характеристики.

Среди пород дайковых серий Северо-Саянских офиолитов по химическому составу отчетливо выделяются низкотитанистые и высокохромистые пироксеновые порфириты, по всем геохимическим особенностям соответствующие бонинитам Тихого океана. На диаграммах, показы-

вающих взаимосвязи $MgO-SiO_2$, TiO_2-K_2O , $Ti/Cr-Ni$, эти порфириды располагаются в полях бонинитов.

В целом, геохимические исследования дайковых палеоспрединовых комплексов показывают, что как для Куртушибинских, так и для Северо-Саянских офиолитов характерно сочетание океанических и островодужных характеристик. Эти данные, а также наличие бонинитовых серий, явно свидетельствуют о формировании рассмотренных офиолитовых ассоциаций в палеогеодинамических условиях примитивных энсиматических островных дуг типа современных Идзу-Бонинской, Тонга и Марианской в западной части Тихого океана.

Исследования химических составов и геохимии редких элементов базальтовых пород из дайковых серий *офиолитов Тувы* показали, что палеогеодинамические обстановки развития спрединговых комплексов различались для структур Западной и Южной Тувы.

Дайковые породы из офиолитов Западной Тувы по петрохимическому составу и по распределению титана, хрома и никеля в большинстве своем соответствуют толеитам островных дуг, приближаясь иногда к бонинитовым характеристикам. В то же время, по распределению Y , Zr , Nb и La они имеют океанические характеристики. На диаграмме $Y-Zr$ отчетливо виден тренд от примитивных островодужных пород к обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов. Наличие признаков магматизма задуговых бассейнов может служить определенным подтверждением высказанных на основе геолого-петрологических наблюдений предположений о возможном развитии офиолитов Западной Тувы в условиях междугового или задугового спрединга.

Породы дайковых комплексов из офиолитов Южной Тувы, по данным петрохимического анализа, большей частью соответствуют нормальным базальтам срединно-океанических хребтов типа N-MORB. Океанические характеристики преобладают и по соотношению титана, хрома и никеля. На диаграмме таких устойчивых при вторичных процессах элементов, как Y и Zr , тренд даек из офиолитов Южной Тувы хорошо соответствует тренду базальтов срединно-океанических хребтов. Таким образом, данные по петрохимии и геохимии редких элементов свидетельствуют о развитии палеоспрединовых структур офиолитов Южной Тувы преимущественно в океанических обстановках. Учитывая результаты геолого-петрологических исследований, можно предположить, что это были не обстановки открытого океана (типа Атлантического или Тихого), а, возможно, ситуация была близка к развитию бассейна типа Красного моря и офиолитов Тихама-Азир [3] около него, т.е. офиолиты Южной Тувы формировались, скорее всего, в ходе спрединговых процессов при расколе древнего сиалического континентального блока на начальных стадиях развития океанического бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 98-05-64888, 98-05-65286).

Литература

1. *Ступаков С.И., Симонов В.А.* Особенности минералогии ультрабазитов – критерии палеогеодинамических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 746–755
2. *Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 182–199.
3. *Колман Р.Г., Хэдли Д.Г., Флек Р.Г., Хеджс К.Т., Донато М.М.* Миоценовые офиолиты Тихама-Азир и их генезис в связи с образованием Красного моря // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 107–123.

В.И.Сиротин¹

Значение сравнительной планетологии в создании моделей ранней эволюции Земли

Возраст Солнечной системы по современным данным 4,5–4,6 млрд лет. Принято считать, что геологический этап развития Земли начинается с завершением обособления вторичной атмосферы, гидросферы из генетически единого гетерофазного планетарного чехла, включающего и первичную земную кору [6]. Обобщая как данные по Земле, так и обширный материал по сравнительной планетологии, можно констатировать, что это событие произошло не позднее 4,0 млрд лет назад.

Об общем концептуальном подходе к ранней эволюции Земли. Представление о первично-огненно-жидкой Земле в начале 50-х годов сменилось идеей об изначально холодной Земле. Однако уже в конце 70-х годов родилась новая парадигма – о разогреве Земли в процессе ее роста, частичном плавлении и дифференциации ее недр еще до окончания аккумуляции [2]. По новой парадигме Земля формировалась быстро – в течение 150–200 млн. лет, чрезвычайно бурно в начале и с резким замедлением к концу своего рождения. Из новой парадигмы возникают ряд важнейших следствий-моделей.

Образование ядра. Модель, объясняющая механизм и время образования ядра, является главной при рассмотрении ранней эволюции Земли. Данные сравнительной планетологии о возрасте и дифференцированном состоянии Луны, Меркурия, Венеры, Марса, метеоритного вещества и астероидов [6] говорят о том, что Земля испытала плавление и дифференциацию вещества еще в ходе планетной аккумуляции. Образование ядра произошло в первые сотни миллионы лет от момента формирования Солнечной системы. Возможно, что спусковым механизмом для ускоренного роста ядра явилась усиливающаяся бомбардировка растущей Земли на кратерной фазе образования планеты.

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

Образование других геосфер Земли. Очевидно, что образование ядра сопровождалось формированием других оболочек. Данные по соотношению изотопов урана и свинца, рубидия и стронция, калия и аргона, йода и ксенона и других указывают на существенную дегазацию вещества Земли в ходе формирования планеты и слабую эволюционную дегазацию, продолжающуюся в последующие 4,0 млрд лет земной истории. Уже к рубежу не позднее $4,2 \pm 0,2$ млрд лет можно говорить об оболочках (геосферах) Земли. Можно предполагать, что протоко́ра имела мафит-ультрамафитовый состав [6]. Существуют геохимические аргументы, свидетельствующие о том, что большая часть воды в современный океан поступила также при очень быстрой дегазации на начальной стадии развития Земли [7]. Современная атмосфера может рассматриваться по своему составу (за исключением кислорода) как исторический остаток начальных условий, возникших в ходе бурной дегазации у рубежа $4,0 \pm 0,2$ млрд лет.

Происхождение Луны и эволюция в системе Земля–Луна. После экспедиций на Луну советских луноходов и американских Apollo достигнут значительный прогресс в разработке катастрофического сценария происхождения и эволюции Луны. Ее образование произошло около 4,5–4,40 млрд лет назад в результате грандиозного столкновения крупного тела с только что образовавшейся, но уже дифференцированной Землей из осколков, выброшенных как с Земли, так и из распавшейся планеты–ударника [8]. Катастрофический сценарий удачно снимает завесу тайн с загадок, существующих в системе Земля–Луна (необычность и уникальность в соотношении масс центральной планеты и спутника, неодинаковое содержание железа на Земле и Луне, мантийноподобный состав последней и др.).

Исследования лунных пород показали идентичный кислородно-изотопный состав, что и у земных пород, исключая гипотезу захвата Луны. В первые несколько миллионов лет (4,45–4,40 млрд лет) Луна существовала вблизи предела Роша на расстоянии около 24 000 км, но затем произошло ее быстрое удаление от Земли. В этот послеродовой период вращение в системе Земля–Луна было чрезвычайно интенсивным, что вызывало образование гигантских приливных волн на поверхности обеих планет. Грандиозное «раскачивание» недр способствовало поддержанию высокого температурного режима и более интенсивной дифференциации вещества. Три грандиозных события: образование ядра Земли, столкновение с крупным планетным телом и образование Луны во времени сближены и представляли почти «единый акт творения». Следующий интервал (4,40–4,00 млрд лет) был временем интенсивной бомбардировки, формирования и «перемешивания» анортозитовой коры, ее частичного, очагового многократного плавления и кристаллизации [6]. Такой же бомбардировке подверглась и Земля.

Данные радарной съемки поверхности Венеры «Магелланом» [7] показали, что плотная атмосфера является препятствием лишь для метео-

ритных тел малого диаметра – меньше 0,5 км. Все более крупные тела достигали мишени. На Земле первичная, скорее всего, мафит-ультрамафитовая кора была изменена в гранулитовой, амфиболитовой и пренит-пумпеллитовой фациях метаморфизма. На Луне также обнаружены следы древних базальтовых излияний [8] среди анортозитовой коры (выявлены по темным гало кратеров и по данным мультиспектральных изображений на КА Galileo). В сравнительной планетологии этап 4,5–4,0 млрд лет принято называть «континентальным», а этап 4,0–3,0 млрд лет – «морским». В течение его в результате внутреннего разогрева, изливались из подлитосферного слоя астеносферы базальтовые лавы, заполняющие крупные кольцевые впадины ударного происхождения – возникали широко известные «лунные моря». К рубежу в 3 млрд лет в основном завершилась эволюция Луны, в то время как активная эволюция Земли только начиналась [8, 9].

Зарождение биосферы, гидросферы и седиментогенеза Земли. Данные сравнительной планетологии полностью подтверждают раннее зарождение биосферы. Открытие исходных органических молекул (в том числе, – аминокислот и углеводов) в космической среде (в хондритах, кометах, в межзвездной пыли) показало реальность предбиологической химической эволюции на Земле. В земных породах осадочного генезиса архейского возраста установлены органические соединения как абиогенного, так и биогенного происхождения. С помощью точных методов исследования М. Кальвин [3] еще 30 лет назад определил рубеж перехода молекулярной химической эволюции органических веществ от абиогенных к биогенным на уровне 3,7 млрд лет. Изучение древнейших метаосадочных пород Исуа в Гренландии отодвинуло эту границу до 3,88 млрд лет. Нет серьезных аргументов против установления еще более древней границы возникновения жизни. Молекулярный генеалогический анализ ныне живущих организмов показал, что жизнь появилась $3,85 \pm 0,2$ млрд лет тому назад [4]. Стало очевидным, что зарождение живых систем совпало с завершением интенсивной бомбардировки земной поверхности метеоритами и кометами.

Подтверждается высказывание В.И. Вернадского о «былых биосферах», под которыми он понимал различные слои земной коры, подвергавшиеся воздействию жизни. Возникновение гидросферы, биосферы и седиментогенеза представляют собой еще один максимально сближенный (в масштабе геологического времени) «акт творения».

Краткие выводы. Новый концептуальный подход к истории Земли в ранний, догеологический, этап совпал по времени с бурной дискуссией вокруг концепции тектоники литосферных плит. Разработка и совершенствование ее основных постулатов сопровождалось накоплением геохимических и геофизических данных, свидетельствующих о весьма раннем образовании слоистой структуры нашей планеты. Выдающаяся роль в становлении этих представлений и геодинамики как нового научного направления в геологии принадлежит сравнительной планетологии,

предоставившей обоснованный сценарий эволюции Земли в догеологический этап. Очевидно, что механизмы тектоники роста ядра и плюм-тектоники были запущены в догеологический этап развития Земли.

Есть основания считать, что до образования гидросферы на поверхности Земли преобладала только плюм-тектоника, которая предопределила и образование зачаточной коры континентального типа (по варианту тессерообразования на Венере) в результате взламывания и скучивания пластин ультрамафит-мафитовой первичной коры и ее последующей дифференциации. Образование гидросферы, первой суши (не позднее 3,46 млрд лет) сопровождалось «запуском» осадочного породообразования, появлением стратисферы и биосферы. Физическое состояние литосферы с этого рубежа не накладывает принципиальных ограничений на запуск механизма плейт-тектоники (хотя бы в эмбриональном варианте) с рубежа 3.5 млрд лет.

Литература

1. *Базилевский А.Т., Хэд Дж.У.* Геологическая история Венеры за последние 300–500 млн лет по данным фотогологического анализа радарных изображений, полученных КА «Магеллан» // *Астрон. Вест.* 1995. Т. 29, № 3. С. 195–218.
2. *Витязев А.В.* Ранняя эволюция Земли // *Земля и Вселенная.* 1990. № 2. С. 18–24.
3. *Кальвин М.* Химическая эволюция: Молекулярная эволюция, ведущая к возникновению живых систем на земле. М.: Мир, 1971. 240 с.
4. *Кометы и происхождение жизни.* М.: Мир, 1984. 228 с.
5. *Металлогения геодинамических обстановок раннего докембрия.* М.: МПР РФ, РАН, Геокарт, 1999. 400 с.
6. *Очерки сравнительной планетологии.* М.: Наука, 1981. 326 с.
7. *Шонф Т.* Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.
8. *Hartmann William K.* A Brief History of the Moon // *The planetary report.* 1997, V. 17, № 5. P. 5–11.
9. *New the solar System.* Cambridge university press, 1999. 421 p.

Е.В.Склярлов, А.М.Мазукабзов, А.И.Мельников¹

Гранито-гнейсовые купола и комплексы метаморфических ядер: альтернатива или синтез

Гранито-гнейсовые купола – важнейшие структурные элементы кратонов и складчатых областей, формирующиеся в различных геодинамических обстановках. Основными механизмами их образования предполагается ремобилизация глубинного материала земной коры с последующим диапиризмом [1–8], либо процессы блоковой тектоники гранитизированных масс [8, 9]. Оба механизма постулируют изостатическое всплывание легкого гранитоидного субстрата. Комплексы метаморфи-

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

ческих ядер кордильерского типа [10–12] по своему вещественному составу и геологическим характеристикам во многом близки к гранито-гнейсовым куполам и в тектонотипических районах своего проявления (Провинция Бассейнов и Хребтов, Забайкалье и др.) длительное время рассматривались в качестве последних [8, 13]. Формирование этих комплексов обусловлено процессами крупноамплитудного растяжения и связано с эволюцией зоны пологого сброса.

При выдвигаемых принципиально разных моделях образования этих двух типов геологических структур, общими предпосылками их формирования являются предшествующее утолщение коры в результате аккреционных или коллизионных процессов, сильный разогрев нижних и средних частей коры, полное или частичное переплавление и ремобилизация субстрата, последующий подъем в верхние горизонты коры. Принципиальные различия геолого-структурных характеристик куполов и ядер определяются главным образом условиями экспонирования ремобилизованных и переплавленных фрагментов средней и нижней коры на верхние уровни, которые, в свою очередь, контролируются двумя главными факторами: а) степенью прогрева коры (энергетическим потенциалом системы); б) преобладающими условиями тектогенеза (степень растяжения). В то же время эти различия во многом зависят от следующих характеристик:

1) соотношение корового (утолщение) и мантийного (мантийные флюиды и расплавы) энергетических источников;

2) степень температурной неравновесности куполов с вмещающей рамой (автохтонность–аллохтонность куполов);

3) степень вещественной неравновесности куполов с вмещающей рамой;

4) масштабность процессов растяжения при тектогенезе;

5) длительность формирования куполов и продолжительность разрыва во времени между формированием и окончательным экспонированием куполов.

В зависимости от сочетания разных факторов возможны варианты механизмов экспонирования гранитных куполов и их соотношения с вмещающей рамой, среди которых основными являются следующие.

1. Эродирование (не тектоническое) в течение длительного времени или со значительным разрывом во времени между процессами ремобилизации субстрата и его выведения к поверхности.

2. Изостатическое всплывание всей области гранито-гнейсового тектогенеза непосредственно после или в момент кульминации проявления купольных процессов.

3. «Протыкание» гранитными или гнейсо-гранитными куполами перекрывающих отложений в результате всплывания только расплавов.

4. Экспонирование нижних и средних частей ремобилизованной нижней коры в результате тектонического удаления перекрывающих комплексов (unroofing) в процессе крупноамплитудного растяжения.

Первые два варианта характеризуются относительной равновесностью температурных условий в собственно куполах и вмещающих образованиях (автохтонность гранитов) и проявляются главным образом в пределах древних кратонов и фанерозойских коллизионных обстановках. Для двух последних вариантов, реализуемых в гранитно-зеленокаменных областях и комплексах метаморфических ядер, отмечаются температурная неравновесность куполов и вмещающей рамы (аллохтонность или параавтохтонность гранитоидов). Тектоническая обстановка их образования характеризуется преобладающими условиями слабого (вариант 3) или сильного (вариант 4) растяжения.

Важным в становлении сопоставляемых структур является характер пространственной реализации процессов растяжения или, другими словами, концентрируются ли процессы деформации и смещения в относительно узкой зоне (shear zone) или распределены более менее однородно по всему объему деформируемых масс. Во втором случае будут создаваться условия, способствующие снятию напряжений, что приведет к частичному плавлению субстрата и формированию гранито-гнейсовых диапировых структур. В первом же случае возникнут условия, способствующие возникновению динамометаморфических образований и, в конечном итоге – формированию комплексов метаморфических ядер. Вполне вероятно, что между этими крайними типами структур, формирующихся в условиях растяжения, могут возникать разнообразное сочетания с преобладанием первого или второго варианта растяжения, что естественно выразится разными структурными парагенезами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект №99-05-64892).

Литература

1. Геологическая съемка районов развития куполовидных структур докембрия / М.А. Черноморский, В.И. Васильева, В.В. Донских и др. Л.: Недра, 1984. 234 с.
2. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних щитов. М.: Наука, 1990. 215 с.
3. Лейтес А.М., Федоровский В.С. Геотектоника. 1972. № 2. С. 46–61
4. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
5. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
6. Салон Л.И. К стратиграфии и тектонике докембрия Мамско-Чуйского Слюдяного района (Северо-Байкальское нагорье) // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Труды ВСЕГЕИ. Т. 199. 1974. С. 5–82.
7. Салон Л.И. Бюл. МОИП. Отдел. геол. 1971, Т. 16, №4. С. 5–30.
8. Симица С.М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 137 с.
9. Горлов Н.В. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 12. С. 61–76.
10. Wernicke B. Nature. 1981. V. 291. P. 645–648.
11. Lister G.S., Davis G.A. Journal of Structural Geology. 1989. V. 11, № 1–2. P. 65–94.
12. Складьев Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1997. 182 с.
13. Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А. и др. Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения). Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.

Влияние подлитосферной конвекции на рельеф земной поверхности

Погружение дна океана по мере удаления от срединно-океанического хребта обычно объясняется охлаждением только океанической литосферы, скорость которого зависит от интенсивности циркуляции морской воды в океанической коре. Однако, начиная с возраста свыше ~80 млн лет, дно океана больше не опускается или медленно поднимается, причем за пределами океанических поднятий и следов горячих точек. Если единственной причиной погружения дна считать термическое сжатие литосферы, то сохранение постоянной глубины океана означает установление теплового режима литосферы, близкого к стационарному, а следовательно, стабилизацию ее мощности. Такое состояние не может быть следствием только падения теплотерь за счет резкого снижения интенсивности или даже прекращения гидротермальной циркуляции в древней коре в связи с уменьшением ее пористости, трещиноватости и накоплением осадков. Для его достижения необходим также приток дополнительного тепла к основанию литосферы. Принято считать, что требуемое тепло может переноситься астеносферной мелкомасштабной конвекцией, которая тогда должна начинаться или усиливаться под корой старше ~80 млн лет, или горячим материалом мантийных плюмов, если предположить его растекание под подошвой плиты по направлению спрединга на большие расстояния.

Представлению о квазистационарном тепловом режиме литосферной мантии под древней океанической корой противоречат результаты двупироксеновой и гранат-двупироксеновой термобарометрии ксенолитов шпинелевых и гранатовых перидотитов и пироксенитов в щелочных базальтоидах островов Таити, Оаху, Савайи (острова Общества, Гавайские, Самоа) и альпёнтах о-ва Малаита (Соломоновы острова). Построенные по ним геотермы тихоокеанской литосферной мантии доказывают ее непрерывное охлаждение по мере увеличения возраста вышележащей коры от 70 до 110 млн лет. Очевидно, что чем холоднее океаническая плита, тем больше ее мощность. Охлаждением океанической литосферы объясняется увеличение скорости и угла ее субдукции, частоты, силы и глубины связанных с ней глубокофокусных землетрясений, а также глубины желобов с возрастом погружающейся океанической коры.

Непрекращающееся охлаждение океанической литосферы свидетельствует о том, что даже древняя океаническая кора сохраняет проницаемость, достаточную для гидротермальной циркуляции, подобно вскрытой бурением юрской коре тихоокеанского бассейна Пигафетта [3]. Рас-

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

пространственное мнение об отсутствии циркуляции морской воды в древней коре основано на том, что, начиная с ее возраста 65 ± 10 млн лет [8], измеренный поверхностный тепловой поток превышает вычисленный в предположении непрерывного остывания плиты, например, по модели охлаждения полупространства.

Тем не менее, меняя значения параметров этой модели в допустимых пределах, можно описать наблюдаемый тепловой поток и через древнее дно океана. В частности, поверхностный тепловой поток $44,2 \pm 0,9$ мВт/м² на коре возраста 165 млн лет (по магнитным аномалиям) в тихоокеанском бассейне Науру [4, 5] рассчитывается со значениями коэффициентов температуро- и теплопроводности и температуры подошвы плиты, соответственно, $8,0 \cdot 10^{-7}$ м²/с, 3,5 Вт/(м·К) и 1450°C или (при той же теплопроводности) 4,0 Вт/(м·К) и 1250°C.

Как впервые показал Г.С.Голицын [1], в кровле астеносферы существует тонкий термический пограничный слой низкой вязкости с мелкомасштабной конвекцией и перепадом температур в первые сотни градусов. Интенсивная гидротермальная циркуляция в молодой коре вблизи срединно-океанического хребта обеспечивает быстрое охлаждение не только литосферы, но и, (благодаря пограничному слою) верхней части астеносферы. В результате уменьшается динамическая поддержка литосферной плиты астеносферой, и молодое дно океана погружается с такой высокой скоростью, какую нельзя объяснить охлаждением только новообразованной маломощной литосферы.

По мере охлаждения литосферы и верхней части астеносферы, сопровождающегося возрастанием мощности литосферы, термический пограничный слой становится более холодным, глубоким и, следовательно, более вязким, а мелкомасштабная конвекция в нем – менее интенсивной. Она не обеспечивает приток тепла к подошве литосферы, компенсирующий охлаждение ее кровли морской водой, поэтому литосферная мантия под самой древней корой наиболее холодная и мощная. Однако охлаждение литосферы под корой старше ~80 млн лет не приводит к погружению дна океана, поскольку литосфера с более древней корой обычно ближе к материку и потому сильнее динамически поддерживается потоками горячего вещества из-под глубоких корней континента к ближайшим срединно-океаническим хребтам.

Динамическая поддержка океанической литосферы такими потоками наиболее проявлена в Юго-Восточной Атлантике благодаря горячему нижнемантийному Африканскому суперплюму под Южной Африкой. Глубина океанического дна там на ~500 м меньше рассчитанной по моделям охлаждения литосферы [6]. Аналогичное воздействие этого суперплюма на африканскую континентальную литосферу объясняет аномальные высоты поверхности ближайшего к нему Каапваальского и более удаленного Танзанийского архейских кратонов (1,7 и 1,0 км, соответственно) по сравнению с другими – архейскими кратонами, где они составляют лишь 0,2–0,4 км [2].

Внутриплитные океанические поднятия почти целиком возникают за счет динамической поддержки, а не вследствие нагрева их литосферы мантийными плюмами. Это очевидно из сравнения геотерм литосферной мантии больших и малых поднятий на быстродвижущейся Тихоокеанской плите. Например, несмотря на то, что литосфера о-ва Оаху холоднее литосферы о-ва Таити, Гавайское поднятие гораздо больше поднятия Общества: ширина первого ~1500 км, а второго ~300 км. Быстрый рост внутриплитных поднятий (Гавайского в районе о-ва Оаху на ~1,4 км за ~7 млн лет [7]) тоже указывает на их динамическую, а не литосферно-термическую природу. Однако и на медленно движущейся Африканской плите океанические поднятия обязаны своим образованием не столько нагреву литосферы, сколько динамической поддержке ее плюмами. Так, согласно термобарометрическим данным, литосфера под островом Сал (острова Зеленого Мыса) и о-вом Иерро (Канарские острова) нагрета плюмами на глубине 100 км, соответственно, на 250°C (~10 млн лет назад) и 230°C (сейчас), хотя поднятие Зеленого Мыса гораздо выше Канарского. Для объяснения некоторых батиметрических аномалий следует учитывать подлитосферные потоки от мантийных плюмов до срединно-океанических хребтов.

Литература

1. Голицын Г.С. О профиле температуры в мантии Земли. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 4. С. 14–17.
2. Doucouré C.M., de Wit M.J., Mushayandebvu M.F. Effective elastic thickness of the continental lithosphere in South Africa. // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. N B5. P. 11291–11303.
3. Larson R.L., Fisher A.T., Jarrard R.D., Becker K. et al. Highly permeable and layered Jurassic oceanic crust in the western Pacific. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 119. T N1/2. P. 71–83.
4. Lister C.R.B., Sclater J.G., Davis E.E., Villinger H., Nagihara S. Heat flow maintained in ocean basins of great age: Investigations in the north-equatorial West Pacific // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 102. N 3. P. 603–630.
5. Nagihara S., Lister C.R.B., Sclater J.G. Reheating of old oceanic lithosphere: Deduction from observations // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 139. N 1/2. P. 91–104.
6. Nyblade A.A., Vogtjord K.S., Langston C.A. P wave velocity of Proterozoic upper mantle beneath central and southern Africa. // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. N B5. P. 11159–11171.
7. Sleep N.H. Lithospheric thinning by midplate mantle plumes and the thermal history of hot plume material ponded at sublithospheric depth. // Ibid. 1994. Vol. 99. N B5. P. 9327–9343.
8. Stein C.A., Stein S. Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. // Ibid. N B2. P. 3081–3095.

Роль субмеридиональных рифтов в структуре древних платформ России

В России расположены две древние платформы: Восточно-Европейская и Сибирская. В структуре древних платформ большая роль принадлежит крупнейшим меридиональным рифтам, пересекающим не только платформы, но и сопредельные области. На платформах они регулировали формирование фундамента переходного комплекса, особенно осадочного чехла, тектонику, магматизм, геодинамику и, как следствие этих факторов, – формирование разнообразных полезных ископаемых, в том числе углеводородных. В структуре Восточно-Европейской платформы большая роль принадлежит Главному Восточно-Европейскому рифту [1]. Существование отдельных его ветвей отмечалось А.Д.Архангельским [1927], назвавшим его «главным рвом платформы», Н.С.Шатским [1958], отметившим сквозной характер разлома, рассекающего как платформу, так и альпийскую складчатую область. Изучение геологии Баренцева моря позволило проследить его в северном направлении. Рифт проходит в меридиональном направлении, уклоняясь на отдельных участках в зонах тройного сочленения в северо-западном направлении и может быть прослежен в Каспийском море, Доно-Медведицком рифте, Кировско-Кажимском рифте, системе рифтов под Мезенской синеклизой, переходя в Восточно-Баренцевоморский рифт.

Он разделяет платформу на два блока: Западный поднятый и Восточный опущенный. Фундамент в Западном блоке преимущественно «серогнейсовый», в Восточном – подвергшийся свекофенской термальной переработке. Верхняя мантия в Западном блоке находится на глубине 40–50 км, в Восточном – 35–40 км.

Складчатый фундамент в Западном блоке выходит на поверхность, либо слабо погружен на глубину 0,5–3,0 км. В Восточном блоке фундамент глубоко опущен от 2–8 км до 22 км в Прикаспийской впадине. С рифтом связаны крупные кольцевые структуры с субокеанической корой: Прикаспийская, Южно-Каспийская, Южно-Баренцевоморская с каналами поступления углеводородов. Рифт является естественной границей фаций осадочного чехла. В Западном блоке развит нижний палеозой с отзвуком салаирской фазы (отсутствие E_{2-3}) и с отзвуком каледонской складчатости (отсутствие S_2, D_1). В Восточном блоке широким развитием пользуется D_2-C-P_1 , далее – отзвук герцинской складчатости и континентальные отложения P_2-T-J_1 .

В девонский период и в верхнеюрскую эпоху в рифте проявлялся трапповый магматизм. На альпийском этапе рифт испытывал активное развитие. В акчагыльский век вдоль него устремилась на север крупная

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

трансгрессия Каспийского моря, проникнув на север вдоль рек Волги, Камы и Белой. Меньшие по размерам трансгрессии происходили в четвертичный период. Рифт характеризуется активной сейсмичностью: Вятка, 1809 г., $M = 4,2$; Казань, 1865 г., $M = 2,3$; Сыктывкар, 1939 г., $M = 4,7$; ряд каспийских мелких и глубоких землетрясений [2, 3]. С рифтом и с Восточным блоком связаны крупнейшие месторождения нефти и газа Волго-Уральской нефтеносной области, Тимано-Печорской, Каспийского моря, Баренцева моря (Штокмановское, Надеждинское, Лудловское и др.).

Сибирскую платформу пересекает меридиональный Транссибирский (Байкало-Таймырский) рифт. Составляющие его разломы прослежены на отдельных участках: к западу от Анабарского щита, в Тунгусской синеклизе и на других участках. Рифт обусловил дугообразные контуры юга Сибирской платформы – Иркутский амфитеатр. Он может быть прослежен в азиатском секторе вплоть до Индийского океана. Рифт разрывает герциниды, Алашаньские байкалиды, Циляншанскую складчатую зону с образованием в зоне разлома активизированных сухопутных впадин. Южнее разделяет Таримский и Северо-Китайский, Тибетский и Южно-Китайский докембрийские массивы, прослеживается под Сиканской мезозойской областью складчатости и обусловил строго меридиональную Бирманско-Малайскую мезозойскую складчатую зону.

В фундаменте Сибирской платформы отсутствуют серогнейсовые комплексы. В Западном блоке преобладают позднеархейские структуры, переработанные раннепротерозойской складчатостью, в Восточном блоке – более древние образования: катархейские массивы и раннеархейские складчатые зоны. Разлом маркируется основными и ультраосновными породами. Поверхность Мохо залегает примерно на близких глубинах 35–45 км. Резкое различие в развитии блоков наблюдается в период формирования осадочного чехла. В Западном блоке широко развит нижний палеозой с отзвуком салаирской складчатости в позднем кембрии и отзвуком каледонской складчатости в S_3 -D.

С раннего карбона до позднего триаса в Западном блоке в континентальных условиях формируется тунгусская серия интрузивных и эффузивных образований основного состава – знаменитые сибирские траппы. В Восточном блоке центром осадконакопления становится Вилюйская синеклиза, где формируется чередование морских и континентальных образований юры и нижнего мела. С позднего мела вся Сибирская платформа перестала испытывать опускания и в кайнозое стала жестким материком. Транссибирский разлом на большей части утратил активность. Условия формирования не крупных нефтяных месторождений сохранились в Иркутском амфитеатре и в Вилюйской синеклизе.

Литература

1. Смирнова М.Н. Основы геологии СССР: Учебник для студентов горных и нефтяных вузов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Высшая школа, 1984. 384 с.

2. Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1, 1993. С. 196–205.
3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В.Кондорской, Н.В.Шебалина. М.: Наука, 1977.

Б.А.Соколов, Ю.К.Бурлин¹

Эволюционно-тектоническая типизация нефтегазоносных осадочных бассейнов

Нефтегазоносность является особым этапом в развитии осадочных (точнее, осадочно-породных) бассейнов как областей длительного устойчивого прогибания с накоплением мощных толщ разноформационных отложений. Это качество проявляется на определенных стадиях и затем затухает. Прогибание связано с преобразованиями земной коры, в которых участвуют и более глубокие геосферы. Обобщая всевозможные варианты развития, В.Е.Хаин и Б.А.Соколов пришли к выводу о реализации трех основных тенденций, явлений раздвига, сжатия и сдвига. Они проявляются по-разному в различных конкретных геотектонических, геодинамических условиях.

Утонение коры в режиме раздвига сопровождается повышением интенсивности теплового потока. В интракратонных бассейнах сценарий начинается рифтовой стадией, которая далее может трансформироваться в развитие наплитных платформенных бассейнов, если процессы растяжения замирают, формируя лишь грабены в фундаменте, а поверх накапливается платформенный чехол. В формировании грабенов большую роль играют листрические разломы, что видно на примерах бассейнов Баренцева моря и др. Если же раскрытие продолжается дальше, то после формирования океанических котловин на окраинах континентальных кратонов возникают перикратонные бассейны континентальных окраин. В перикратонных бассейнах листрические разломы возникают на более поздних стадиях, возможно под влиянием неравномерной нагрузки, главным образом ее увеличения вследствие сноса материала на шельф и далее на континентальный склон.

Все процессы рифтогенеза оказывали и продолжают оказывать длительное воздействие на формирующийся осадочный бассейн как за счет тепловых потоков, так и за счет поступления и последующего перераспределения поступившего материала уже в теле самого бассейна. Нередко такое влияние отмечается в породах фундамента бассейна, в которых можно видеть следы перераспределения ранее поступивших или еще поступающих флюидов, которые обуславливают минеральную

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия.

трансформацию и, нередко как следствие этого, возникновение зон разуплотнений, которые фиксируются разными методами в породах фундамента. За счет остаточного органического вещества под воздействием гидротерм, а также струй различных газов (CO_2 , водорода, метана и др.) в породах фундамента могут генерироваться также битумоиды.

Бассейны, протягивающиеся параллельно большим океанам, представляют собой две четко различающиеся стадии эволюции: первая связана с пострифтовыми событиями, когда происходит пестрофациальное, часто прерывистое осадконакопление на фоне высокого термического потока и проникновения в разрезы базальтов, и вторая, когда формируются крупные дельты (Нигер) или открытые морские бассейны без четкого структурного ограничения со стороны океана с участием в их строении карбонатных платформ и рифов.

Интенсивный этап прогибания с накоплением мощных толщ вызывает большие последствия. При накоплении большой массы осадков энергия литогенетических преобразований может трансформироваться в энергию тектогенеза, которая реализуется в создании разнообразных структурных форм, в том числе, – диапиров, послонных срывов и деформаций, разрывов и т.д. Наиболее глубокие части бассейна на определенных этапах являются не только очагами генерации углеводородов, но и основными конденсаторами энергии. После определенного критического предела начинается разрядка и рассеивание энергии. Эти циклы могут повторяться неоднократно в соответствии с определенными тектономагматическими циклами, во время которых усиливается прогибание и поступление с глубин масс флюидов и тепловой энергии.

На последующую историю сильное влияние оказывают движения горизонтальной направленности. Масштабные горизонтальные движения при определенной роли вертикальных являются основной причиной формирования транспрессионных структур (бассейны передовых прогибов и бассейны переходных зон при коллизии плит земной коры). В многоэтажных полициклических бассейнах устанавливаются четкие сочетания между структурными деформациями и осадконакоплением. В формирующихся при этом осадочных комплексах, испытывающих непрерывно-прерывистые изменения, нефть и газ занимают определенные, но постоянно меняющиеся места вследствие постоянного изменения геодинамических и геотермических условий.

Сдвиговые бассейны трансформных окраин и других сходных структур также представляют собой результаты коллизии со смещением. Известные бассейны авлакогена Бенуэ в Западной Африке, присдвиговые бассейны в Калифорнии, бассейны вдоль шовной зоны Танлу в Восточном Китае представляют собой примеры подобных бассейнов, они характеризуются геодинамически весьма напряженными условиями, исключительно быстрым и мощным осадконакоплением и повышенным геотермическим режимом. В этом отношении они имеют какое-то сходство с рифтогенными структурами, особенно, когда эти структуры накладываются

ются, как и происходит в Калифорнии. Интересно отметить, что часто такие бассейны отличаются большой плотностью ресурсов углеводородов. Нефтяная геология испытывает в настоящее время качественно новое развитие, обусловленное тесным синтезом разных процессом тектоники, литологии и геохимии при разработке новых идей.

В.Б.Соколов¹

Характер взаимодействия Восточно-Европейской и Западно-Сибирской плит и место Урала в этом процессе

Анализ региональных данных о характере глубинного строения земной коры по данным сейсморазведки гравитационного, теплового и магнитного (включая результаты, полученные спутниковыми съемками – аномалии МАГСАТ) полей, морфологии поверхности геоида, показывает, коренное отличие строения коры Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты. Как по геологическим, так и по геофизическим данным эти плиты столь разнятся между собой по всем без исключения параметрам, что нет оснований говорить о существовании какого-то единого фундамента, при расколе которого якобы мог бы сформироваться Урал.

Имеющиеся в настоящее время результаты более чем 12 геофизических методов изучения земной коры, выполненных на геотраверсе «Гранит», позволяют утверждать, что характер взаимодействия этих плит и современное строение Урала могут быть реализованы лишь в рамках геодинамического сценария, предполагающего сближение Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты.

Представляется, что наиболее реальными могут быть две модели.

Одна из них предполагает, что Урал представляет собой сутурную зону, сложенную комплексами океанической коры, которая сформировалась в процессе сближения плит. Эта зона включает в себя террейны, представляющие собой метаморфизованные обломки коры восточной окраины Восточно-Европейской платформы и западной окраины коры Западно-Сибирской плиты. Примерами таких террейнов могут быть Салдинский, Петрокаменский, Сыскртско-Ильменогорский, Уватский, Хантымансийский, Тараташский и ряд других комплексов, существенно осложняющих традиционное представление о субмеридиональную-полосчатом строении Урала.

Такое предположение кажется тем более достоверным, что результаты сейсмических и гравиметрических исследований свидетельствуют о

¹ Баженовская геофизическая экспедиция, Шеелит, Россия.

том, что западная часть Уральского подвижного пояса залегает в настоящее время на сиалических комплексах фундамента Восточно-Европейской плиты.

Как показывают расчеты, энергии, выделяющейся при сближении плит, вполне достаточно как для формирования сложного покровно-надвигового строения пограничной зоны, формирующейся между сближающимися плитами, так и для возникновения и функционирования магматических процессов и в ее пределах, и на окраинах плит.

Второй тип моделей взаимодействия плит и развития Уральского подвижного пояса основан на том, что по геофизическим и геологическим данным не существует четкой восточной границы Урала с Западно-Сибирской плитой.

Модели этого класса предполагают, что Урал представляет собой передовую Западно-Сибирской плиты, которая при сближении с Восточно-Европейской оказалась надвинутой (обдущированной) на последнюю. При этом фронтальная часть коры Западно-Сибирской плиты оказалась изогнутой вверх наподобие носка лыжи. В дальнейшем, в результате процессов эрозии наиболее глубинные части коры, сложенные, как это принято считать, более основными разностями пород, оказались выведенными на дневную поверхность западнее остальных более кислых и более молодых толщ.

Такое их положение как нельзя лучше подтверждает давно установленное постепенное омоложение магматизма Урала в восточном направлении. Этим же можно объяснить отсутствие сколько-нибудь больших объемов магматизма на западном склоне Урала. Развитие же девонских даек основных пород в пределах Центрально-Уральского поднятия находит в рамках предложенной модели простое и логичное объяснение.

В конечном итоге формирующиеся структурно-тектонические особенности разреза земной коры Урала в рамках обеих моделей довольно схожи.

Следует отметить, что архитектура широтных разрезов земной коры, сформировавшаяся в рамках обеих моделей, на современном этапе их изучения, будет практически одинакова.

Внешний облик этих разрезов сформирован системами сейсмических границ, полого падающих к центру структуры, что хорошо видно как на сейсмических разрезах МОВ, так и на разрезах ГСЗ.

И все-таки данные об отсутствии восточной границы Урала, сейсмические данные о погружении фундамента Восточно-Европейской платформы на восток под Урал, широкое развитие горообразовательных процессов западнее Урала, при их практически полном отсутствии в его «открытой» части, и тождественность морфологии серпентинитовых поясов на Урале и в Зауралье свидетельствуют о предпочтительности второй модели.

Верхнеюрско-нижнемеловая конвергентная граница СЗ Пацифики и проблема мезозойских палеотектонических реконструкций

Островодужные террейны J_3 - K_1 широко распространены в пределах складчатых поясов СВ Евразии. Среди них можно выделить две основные группы, различные по генезису и истории вхождения в состав складчатых поясов.

Первая группа – это экзотические террейны, представленные фрагментами разрезов энсиматических (реже энсиалических) островных дуг, которые были сформированы в зонах конвергенции в пределах Пацифики, а затем, преодолев в составе океанических плит расстояние, во много раз превышающее их собственную протяженность, аккрецировали к окраине Евразии. В стратиграфических разрезах террейнов этой группы присутствуют теплолюбивые фауны, чуждые фауне мезозойских разрезов СВ Азии. Палеомагнитные данные свидетельствуют, что эти террейны мигрировали из низких палеоширот на расстояния в тысячи километров. Экзотические островодужные террейны типичны для Корякско-Камчатского аккреционного пояса.

Вторая группа – это параавтохтонные островодужные террейны (энсиалические, энсиматические и окраинно-континентальные), которые сформировались в пределах конвергентных границ Евразии и не испытывали столь масштабных латеральных перемещений до вхождения в состав складчатых поясов. Эти островодужные террейны могли испытывать латеральные перемещения относительно Евразии. Но амплитуды этих перемещений (за редким исключением) сопоставимы с размерами самих террейнов. В разрезах параавтохтонных террейнов присутствуют комплексы холодноводных фаун, сходных с фаунами мезозойских разрезов СВ Азии. МЗ параавтохтонные островодужные террейны широко распространены в пределах Верхояно-Чукотского коллизионного складчатого пояса.

Разделом между областями распространения J_3 - K_1 экзотических и параавтохтонных островодужных террейнов, а также холоднотеррильных и теплолюбивых МЗ фаун служит Тайгоносско-Пекульнейский складчатый пояс поздних мезозойских. Одним из главных структурных элементов этой тектонической единицы является область распространения надсубдукционных террейнов J_3 - K_1 , выделенная Н.И.Филатовой как Удско-Мургальская островная дуга. По мнению ряда исследователей, западнее Удско-Мургальской дуги (в Верхояно-Чукотских мезозойских) присутствуют домезозойские экзотические аллохтонные террейны (Омолонский,

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Охотский), которые сформировались в низких палеоширотах Пацифики, а в J_3-K_1 аккретировали к окраине Азии. В этом случае они должны были в процессе коллизии с континентальной окраиной пробить «брешь» в Удско-Мургальской дуге, либо она сама не являлась принадлежностью MZ конвергентной границы СВ Евразии и была экзотической по отношению к Евразии структурой. Поэтому выяснение природы Удско-Мургальской дуги принципиально важно для создания палинспастических реконструкций на J_3-K_1 этап эволюции СВ Евразии и СЗ Пацифики.

Удско-Мургальская дуга протягивается от восточной оконечности Монголо-Охотского пояса до Чукотки на расстоянии более 3000 км. Ее комплексы не распространяются южнее восточного фланга Монголо-Охотского пояса. Северо-восточным ее продолжением, вероятно, являются J_3-K_1 островодужные комплексы юго-запада Аляски.

В структуре J_3-K_1 Удско-Мургальской дуги выделяются четыре основных сегмента: Удско-Охотский, Тайгоносский, Пенжинский и Пекульнейский.

В Удско-Охотском сегменте распространены субконтинентальные вулканогенно-осадочные образования, свойственные активной континентальной окраине. Они залегают на породах верхоянского комплекса, а также на докембрийских кристаллических породах Охотского массива. В палеолатеральном ряду структур реконструируются осевая зона островодужного вулканизма и тыловые бассейны, заполненные синхронными морскими вулканотерригенными породами. Комплексы тыловых бассейнов распространены прерывисто и могут интерпретироваться как образования присдвиговых зон тыловодужного растяжения. Структуры фронтальной части активной окраины скрыты под водами Охотского моря.

Тайгоносский сегмент Удско-Мургальского пояса на юге ограничен структурами Омсукчанской зоны разломов, а на севере – наложенной Пенжинской депрессией. Реконструируется следующий палеолатеральный ряд структур.

Авековский террейн – метаморфические породы докембрия (2880 и 2760 млн лет, K-Ag возраст протолита либо раннего метаморфизма; 110-79 млн лет, K-Ag ремобилизация, данные И.Л.Жулановой). Пылгинская сутура – высоко деформированные метаморфизованные MZ_1 (поздний метаморфизм – 95–86 млн лет, Ag-Ag) вулканогенно-осадочные отложения задугового бассейна PZ_3-MZ_1 островной дуги, комплексы которой подстилают образования Тайгоносского сегмента Удско-Мургальской дуги. Централно-Тайгоносский террейн – островодужные вулканогенно-осадочные образования J_3-K_1 , которые подстилаются $P-J_2$ комплексами предшествующего этапа островодужного вулканизма.

С севера на юг для верхнеюрско-нижнемеловых образований намечается следующая зональность: морские туфотерригенные образования задугового или междугового прогиба; субазральные вулканогенные комплексы осевой зоны; морские вулканогенные комплексы увеличенной мощности (возможно, переход к преддуговому региону); туфотерриген-

ные комплексы преддугового бассейна. Надсубдукционный магматизм в Тайгоносском сегменте протекал, вероятно, в обстановке энсиалической островной дуги. Восточно-Тайгоносский гранитный пояс (105–100 млн лет, Ag-Ag и 106–102 млн лет, цирконометрия, Pb-Pb метод, данные Дж. Хоуриган, Стэнфордский университет, США) прорывает полосу распространения преддуговых комплексов. В фундаменте преддугового региона присутствуют палеозойские комплексы шельфа и континентального склона, а также ранние палеозойские офиолиты более древней аккреционной структуры. Береговой террейн – фрагмент палеоаккреционной призмы, которая сформировалась перед фронтом Удско-Мургальской дуги. Состоит из серии пластин южной вергентности. С севера на юг в их составе выделяются: J_3-K_1 турбидиты и терригенный аккреционный меланж; вулканогенный комплекс (с бонинитами) J_{2-3} энсиматической островной дуги; зональный серпентинитовый меланж гарцбургитового и лерцолитового типа; преимущественно океанические и, в меньшей мере, внутриплитные базальт-кремнистые комплексы T- J_1 , разделенные пластинами серпентинитового меланжа, а также пластиной субаркозовых турбидитов J_{2-3} , которые накапливались на океанических комплексах. Вероятным продолжением аккреционной структуры южного Тайгоноса являются счешуенные базальт-кремнистые комплексы океанического и островодужного происхождения J_2-K_1 мыса Омгон (Западная Камчатка).

Пенжинский сегмент – с севера на юг представлен субаэральными J_3-K_1 вулканогенными комплексами осевой части вулканической дуги, которые наложены на различные структурные элементы окраины Евразии (энсиалическая островная дуга); K_1 туфотерригенными турбидитами, типичными для преддугового региона (Упупкинский террейн), содержащими осадочные серпентиниты диапирового генезиса; турбидитами J_3-K_1 – аккреционная призма (Айнынский террейн). Фундамент преддуговой части гетерогенный и включает ранее аккретированные террейны, с севера на юг выделяются: Харитонинский террейн – С островодужные комплексы; Ганычаланский террейн – PZ_1 офиолиты и субдукционные динамосланцы (320 млн лет, K-Ag и Rb-Sr), морские осадочные отложения PZ_1 с фауной, типичной для Северной Америки; Упупкинский террейн – шельфовые и предостроводужные отложения PZ и MZ возраста; Куюльский террейн – структурированный серпентинитовый меланж с фрагментами разнообразных офиолитов.

Модель формирования Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии

Костомукшский зеленокаменный пояс, расположенный на северо-западе Карелии, является одной из наиболее изученных и типичных структур в Карельской гранит-зеленокаменной области, что позволяет рассматривать его как представительный объект для изучения основных закономерностей и условий формирования позднеархейских зеленокаменных поясов этого региона. Супракрустальные толщи Костомукшского пояса слагают сложно построенную, асимметричную синклиналиную структуру субмеридианального северо-восточного простирания и представлены контоксской (ниемиярвинская, шурловаарская и рувинваарская свиты) и гимольской (суккозерская, костомукшская и педролампинская свиты) сериями.

Структурно-текстурные особенности вулканитов Костомукшского зеленокаменного пояса свидетельствуют о накоплении их в различных условиях – от глубоководных до субаэральных, что типично для ансамблей островных дуг и задуговых бассейнов. Изученные авторами петрогеохимические особенности метавулканитов пояса, наряду с геологическими данными, позволяют выделить латеральный ряд структурно-вещественных комплексов, отвечающих фрагментам позднеархейской активной континентальной окраины островодужного типа. Комплекс основания представлен западным и восточным блоками саамского гранито-гнейсового фундамента, которые в архейское время, по-видимому, были разобщены и, возможно, принадлежали разным протоконтинентам. Вулканиты ниемиярвинской и шурловаарской свит относятся к островодужному комплексу, причем толеиты слагают внешнюю зону островной дуги, а кислые пирокласты – ее центральную или внутреннюю зоны.

Островная дуга во фронтальной части, вероятно, заложилась на океаническом основании, под внутренней зоной островной дуги предполагается утоненная сиалическая кора тоналит-трондъемитового типа. Основные и ультраосновные вулканиты рувинваарской свиты и терригенно-осадочные образования гимольской серии представляют структурно-вещественные комплексы спредингового задугового бассейна, осевая зона которого трассируется телами коматиитов. Задуговой бассейн был заложен на раннеархейской сиалической коре, испытавшей утонение и полный разрыв. Выявленная тенденция увеличения общей щелочности и содержания оксида калия в толитах ниемиярвинской и рувинваарской свит и местоположение задугового бассейна свидетельствуют о наклоне

¹ Московская государственная геологоразведочная академия (МГГА), Москва, Россия.

зоны субдукции в восточном–северо-восточном направлении, под восточный блок фундамента. Зоны расланцевания вдоль контактов свит и серий могут свидетельствовать о заключительных горизонтальных перемещениях структурно-вещественных комплексов, обусловленных аккрецией островодужного сооружения.

Тектонические особенности Костомукшского зеленокаменного пояса, петрогеохимические характеристики метавулканитов и реконструкции первичных соотношений и условий образования структурно-вещественных комплексов позволяют разработать геодинамическую модель, согласно которой пояс сформировался в условиях активной континентальной окраины с островной дугой и задуговым бассейном [1–3]. На ранней стадии развития субдукция океанической коры у края раннеархейского протоконтинента привела к образованию островной дуги, а несколько позднее – и заостроводужного рифтогенно-спредингового бассейна. В островодужной обстановке образовались толеиты, известково-щелочные лавы и пирокласты кислого состава. В условиях задугового растяжения накапливались терригенные отложения нижней осадочной толщи, а затем – и коматиит-толеитовые вулканиты. Параллельное развитие островной дуги и задугового бассейна обусловило переслаивание в разрезе вулканитов, возникших в разных геодинамических обстановках. Завершение зеленокаменного цикла сопровождалось заполнением задугового бассейна осадками, поступающими с поднятой островной дуги и близлежащего протоконтинента. На поздней стадии островодужная система и задуговой бассейн испытали латеральное сжатие. Аккреция островной дуги и закрытие бассейна привели к деформациям и метаморфизму вулканогенно-осадочных толщ. Внедрение посттектонических гранитоидных интрузий завершило формирование зеленокаменного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 97-05-65387).

Литература

1. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.
2. Нестоянова О.А. Зеленокаменные комплексы раннего докембрия Западной Карелии // Зеленокаменные пояса древних щитов. М.: Наука, 1982, с. 75–98.
3. Рыбаков С.И., Куликов В.С. Природа и динамика развития архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. С. 200.

Структуры аркадного типа в складчатых поясах

При деформации подвижных поясов в пограничной между гранитно-метаморфическим фундаментом и слабо измененным вулканогенно-осадочным доорогенным чехлом области наблюдается ряд характерных явлений: срывы в основании чехла, структурно-вещественные преобразования, укладываемые в понятие «эффект границы» [1], и формирование специфических мегаструктур, которые могут быть названы структурами аркадного типа. На систематическое появление последних в пограничной области одним из первых обратил внимание Дж.Рэмзи [2], который, характеризуя пликативные формы *cuspate-lobate* (копьевидно-дольчатые) в многослое, состоящем из пород различной компетентности, например, песчаников и аргиллитов, где аргиллиты образуют складки с острыми, копьевидными замками, а песчаники – с замками плавной округлой формы, сопоставил эти формы со структурами области раздела фундамент–чехол: поверхность фундамента также часто деформирована в антиклинали с пологими сводами, тогда как чехол выполняет крутые щелевидные синклинали, зажатые между выступами цоколя. Эти структуры, по мнению Рэмзи, возникают при воздействии на слоистую гетерогенную среду продольного сжатия.

Структуры данного типа близ раздела фундамент–чехол были описаны в 60-е годы во Французских Альпах [3], на Большом Кавказе [4] и на некоторых щитах, но они либо не привлекали внимания тектонистов, либо получали иную генетическую интерпретацию.

В.В.Белоусов [5] писал, что зоны чередования пологих антиклиналей и сильно сжатых синклиналей чехла соответствуют областям общей ослабленной деформации и назвал их зонами «промежуточной» складчатости, имея в виду переход от зон интенсивной (голоморфной) складчатости к субплатформенным зонам пологого залегания. Пологое положение чехла на сводах антиклиналей В.В. Белоусов, как и некоторые другие авторы, связывал с вертикальным сжатием над блоками поднимающегося фундамента. Для структур такой морфологии Г. Штилле использовал название «дежективные». Этот термин не привился. Не получил широкого применения и термин «*cuspate-lobate forms*». Но, поскольку данные структуры имеют немалое распространение, они должны быть обозначены. И наиболее подходящим – образным и одинаково воспринимаемым как на русском, так и на многих европейских языках – нам представляется термин «аркадный тип». Аркада – ряд арок, имеющих общие смежные крутые элементы конструкции. Идеализированная геометрия границы фундамент–чехол в рассматриваемых структурах похожа на контур арок в аркаде.

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

Аркадный тип мезо- и мегаструктур известен в складчатых поясах как фанерозойского, так и докембрийского возраста.

Например, на Центральном Кавказе он экспонирован на восточной, западной и южной перифериях зоны Главного хребта. Врезы глубиной до 1,5–2 км позволяют видеть анатомию этих структур в деталях. На востоке, по Тереку, фундамент представлен доюрскими гранитоидами Дарьяльского и мелких Гвелетского и Кистинского выступов, а чехол – отложениями лейаса. В кровле Дарьяльского выступа сохранились фрагменты базальных слоев лейаса; здесь в полосе шириной до 2 км залегание слоистости пологое, наклон крыльев открытых складок не превышает 30°, тем не менее в глинистых породах развит весьма совершенный крутопадающий кливаж. Между Дарьяльским и Гвелетским выступами лейас залегает субвертикально, его базальные слои срезаны, видны фрагменты сильно сжатых складок двух генераций, крутой кливаж затушевывает слоистость. В обоих случаях кливаж в отложениях чехла параллелен фолиации милонитов, развитых в гранитоидах, особенно интенсивно проявленных в бортах выступов; ориентировка и К-Аг датирование указывают на постлейасовый возраст этих текстур фундамента.

На западе, в Атамажинском выступе фундамента (бассейн р.Белой), ширина которого до 5 км, отложения лейаса также залегают в основном полого, с наклоном слоев до 20°; однако и здесь развит крутой кливаж осевой поверхности, ориентированный в общекавказском направлении.

За пределами выступа, в расположенных к северу и югу от него депрессиях, лейас слагает систему крутых сильно сжатых и изоклинальных складок. Кливаж здесь имеет такую же ориентировку, как и над выступом. Фундамент выступа в основном сложен тонкослоистыми метаморфитами зеленосланцевой фации, и это сказалось на типе его альпийских деформаций, которые имеют существенно пликативный характер: слоистость (и фолиация) фундамента и чехла залегают субконкордантно.

На юге Главного хребта Домбайская, Лашипсинская и некоторые другие юрские депрессии также представляют собой крутые структурные депрессии – щелевидные, сильно осложненные разрывами синклинали, сопряженные, судя по останцам чехла, с пологими сводами фундамента. В ряде мест видно, что депрессии закладывались вдоль доюрских ослабленных зон фундамента, маркированных палеозойскими blastomylonitami.

Внешние массивы Западных Альп, в первую очередь Бельдон, Пельву и Аар, могут считаться классической областью структур аркадного типа. Отложения пермо-триаса и более молодые трансгрессивно перекрывают здесь доальпийские гранитоиды и гранито-гнейсы, среди которых сохранились останцы стратифицированных метаморфитов. Глубокие крутые щелевидные депрессии, на бортах которых чехол нередко сохраняет стратиграфические соотношения с цоколем, переходят в пологие и более значительные по ширине своды. На последних, как и в депрессиях, чехол кливажирован, причем кливаж в той или иной форме проникает в

кристаллические породы основания [3, 6]. На наиболее глубоко эродированном массиве Аар от аркадных структур сохранились лишь глубокие части депрессий [7]. Как на Большом Кавказе, сами депрессии развивались здесь вдоль доальпийских blastomylonitовых швов, разделявших разнородные блоки фундамента. Аркадные структуры внешних массивов перекрываются гельветскими покровами и, следовательно, сформировались на сравнительно ранних этапах эволюции Альп. Подобные структуры Большого Кавказа скорее всего возникли в допозднюрское время.

Мегаструктуру аркадного типа представляет собой Северо-Карельская зона Балтийского щита. Фундамент здесь сложен в основном архейскими гранитоидами, а чехол – вулканогенно-осадочными образованиями сумия–сариолия–людиковия. В Кукаозерном сегменте зоны отчетливо видно, что структура имеет квазисимметричное строение с омоложением толщ к ее осевой части; на северном и южном бортах присутствуют базальные метапсаммиты сумия; крутые залегания, свойственные осевой зоне, быстро сменяются на очень пологое залегание пород сумия на обоих бортах структуры. Но и тут и там развит крутой минерализованный кливаж. Таким образом, общая структура здесь типично аркадная, в основе пликативная. Формирование Северо-Карельской зоны связано с горизонтальным сжатием и сплющиванием в вертикальной плоскости при содвиговой трансгрессии; надвиги пластин коры не могли создать эту структуру.

Заключение. Структуры аркадного типа возникают при горизонтальном сжатии слоистой реологически неоднородной среды. Доказательством является морфологическая идентичность мелких (метры, дециметры) структур такого типа, фиксируемых в многослойных средах, несомненно испытывавших горизонтальное сжатие, и мегаструктур, подобных описанным выше. Широкое распространение крутостоящего кливажа осевой поверхности на пологих сводах таких структур также не позволяет считать последние продуктом «штампового» механизма. Поэтому присутствие пологих антиклиналей еще не может считаться признаком общего ослабления деформаций и появления «промежуточной» складчатости. Оно свидетельствует лишь о вероятной близости поверхности фундамента. По мере удаления от последнего складчатая структура чехла становится более однородной. Вероятно, это связано с нагнетанием пород в ядра антиклинальных структур. Численное моделирование [8] также указывает на связь аркадных структур с горизонтальным сжатием.

Необходимо отметить, что существуют похожие на аркадные (в вертикальном сечении) структуры типа «купол–киль», особенно характерные для гранит-зеленокаменных областей архея и формирующиеся при адвективном всплывании и «разбухании» гранитизирующихся куполов. Но на сводах последних фиксируется растяжение.

Распознавание структур аркадного типа и отделение их структур типа «купол–киль» существенно для определения обстановки регионального

метаморфизма и тектонического стиля складчатых поясов. Так, доминирование структур аркадного типа свидетельствует о «вертикальном» тектоническом стиле осевых зон Центрального Кавказа, отсутствии здесь крупноамплитудных надвигов фундамента и общерегиональных срывов чехла.

Работа поддержана РФФИ (проект №97-05-64709).

Литература

1. Морозов Ю.А., Сомин М.Л. Структурные и термические следствия взаимодействия чехла и фундамента в подвижных поясах // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 122–124.
2. Ramsay J. Folding and fracturing of rocks. N.Y. McGraw-Hill, 1967. 568 p.
3. Vernet J. La zone «Pelvoux-Argentera» // Bul. Serv. carte geol. France. 1965. Т. 60, №275. 424 p.
4. Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 250 с.
5. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 206 с.
6. Gourlay P. La deformation du socle et des couvertures delphino-helvetiques dans la region du Mont-Blanc (Alpes Occidentales) // Bul. Soc. geol. France. 1986 (8). №1. P. 159–169.
7. Trumpp R. Geology of Switzerland. Part 1. Basel: Wepf 1980. 102 p.
8. Dieterich J.H., Onat E.T. Slow finite deformation of viscous solids // J. Geoph. Res. 1969. V. 74, №8. P. 2081–2084.

В.С.Старосельцев¹

Тектонический аспект формирования «косых» пачек неокома Западно-Сибирского седиментационного бассейна

Современные технологии проведения сейсморазведки МОГТ и интерпретации полученных результатов способствовали решению задач прогноза геологического разреза, что позволило заложить основы сейсмо- и секвентстратиграфии. Благодаря работам многих зарубежных и отечественных исследователей была разработана концепция последовательного заполнения седиментационных недокомпенсированных бассейнов наклонными пачками осадков.

На территории Западно-Сибирского юрско-мелового седиментационного бассейна, залив которого охватывал расположенный на древней Сибирской платформе Енисей-Хатангский региональный прогиб, широко распространены наклонные относительно выдержанных региональных стратиграфических реперов пачки пород неокомского возраста. Впервые их формирование как результат последовательного заполнения

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия.

бассейна седиментации порциями осадка от берега к его центральной области проинтерпретировал А.Л.Наумов [1] в середине 70-х годов. Затем с общетеоретических позиций существенный вклад в интерпретацию их образования внесли Н.Я.Кунин [2] и Ю.Н.Карогодин [3]. В дальнейшем их взгляды получили широкое распространение и были использованы в работах многих производственных и научно-исследовательских организаций.

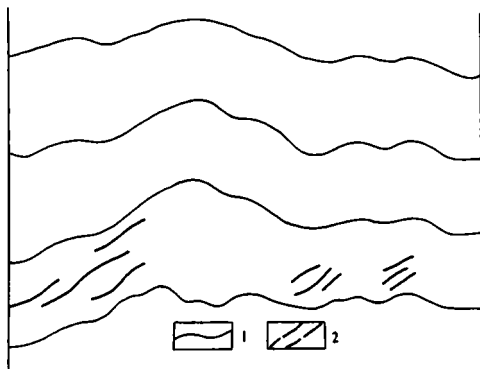
Во всех случаях конседиментационный характер формирования «косых» неокомских пачек с выделением ундо-, фондо- и других форм не подвергается сомнению. Вместе с тем, даже первое знакомство с распространенным положением таких пачек вызывает некоторые сомнения относительно их сингенетического характера. Еще на сейсмических разрезах середины 70-х годов, пересекающих Енисей-Хатангский региональный прогиб от горного Таймыра на севере до базальтового плато Тунгусской синеклизы на юге, хорошо прослеживались серии «косых» пачек в нижнемеловых отложениях. Уже тогда я не мог не обратить внимание, что направление наклона этих пачек сохраняется на всем протяжении их распространения вдоль профилей.

Учитывая, что по изменению толщин и фаций юрских и меловых осадков как со стороны Таймыра, так и со стороны базальтового плато намечаются, соответственно, северная и южная береговые зоны седиментационного бассейна Енисей-Хатангского залива, остается непонятным с позиции седиментационной гипотезы, почему со стороны Таймырского побережья нет встречного юго-восточного наклона «косых» пачек.

Интересно, что и в широтном пересечении Западно-Сибирского седиментационного бассейна подавляющее большинство отчетливо выделяемых «косых» неокомских пачек наклонено от Сибирской платформы в сторону Уральской складчатой зоны, несмотря на огромное расстояние от восточного побережья палеобассейна. При этом необходимо подчеркнуть, что точность современного палеонтологического обоснования возраста отложений, образующих разноудаленные от Сибирской платформы «косые» пачки неокома, не позволяет достоверно установить их омоложение при движении на запад, в сторону Урала. В совокупности закономерности распространения наклоненных в одну сторону пачек и отсутствие твердых доказательств их омоложения по мере продвижения на запад к середине Западно-Сибирского седиментационного бассейна и к его западной окраине вызывают определенные сомнения в их конседиментационной природе.

Поэтому не случайно, наряду с безоговорочно принимаемым многими специалистами конседиментационным формированием «косых» пачек, в печати появились и иные точки зрения. В связи с этим хотелось бы упомянуть статью Т.Ф.Колмакова [4], который, будучи профессиональным сейсморазведчиком, усомнился в конседиментационной природе рассматриваемых нами осадочных тел. Он счел возможным объяснить формирование площадок, отражающих сейсмические волны, включая и

наклонные, воздействием тангенциальных напряжений, возникших на территории Западно-Сибирской плиты в третично-четвертичное время: «сейсмические границы есть не что иное, как поверхности или плоскости скольжения» [4, с. 119].



Принципиальная схема соотношения опорных (1) и локальных наклонных (2) отражающих сейсмических горизонтов в юрско-меловых отложениях Западно-Сибирского седиментационного бассейна

Существование тектонического проскальзывания на границах различных по составу литологических разностей, слагающих «косые» пачки неокома в пределах Западно-Сибирского седиментационного бассейна, к сожалению, до сих пор практически не изучено из-за редкого подъема керна из зон контактов при бурении глубоких скважин. Но там, где такие контакты были подняты, можно наблюдать однозначные признаки тектонического проскальзывания. Так, сотрудниками СНИИГТиМС Т.А.Дивиной и Л.А.Кроль еще в 70-е годы при описании керна Турковской скважины № 2 на наклонном (под $\angle 60^\circ$) контакте песчаного (внизу) и глинистого (вверху) слоев «косых» пачек зафиксировано зеркало скольжения. Судя по ориентировке борозд и уступов на нем, по этому контакту происходило надвижение всячего блока. Местоположение Турковской скв. 2 и ориентировка «косых» площадок на сейсмических разрезах свидетельствуют о надвигании пород в сторону от Таймырской складчатой зоны на юг-юго-восток.

Необходимо обратить внимание еще на одну особенность расположения «косых» пачек неокома, которые хорошо видны на сейсмических разрезах восточного борта Западно-Сибирского седиментационного бассейна. Эта особенность заключается в приуроченности наиболее ярко проявленных «косых» пачек к западным склонам локальных поднятий (рисунок), амплитуда которых остается постоянной от самых нижних

(юрских) до самых верхних (мел-палеогеновых) горизонтов осадочного выполнения бассейна. Выдержанность амплитуд этих поднятий по разрезу свидетельствует об их постседиментационном по отношению к неокому формировании. И, естественно, снова возникает вопрос, почему «косые» пачки так тесно связаны с постседиментационными структурами. Скорее всего, эти пачки не являются конседиментационными.

Итак, выдержанность наклона «косых» пачек на большей части Западно-Сибирского седиментационного бассейна на сторону Урала, а в его Енисей-Хатангском заливе – в сторону Таймыра, наличие надвиговых поверхностей скольжения на контактах слагающих «косые» пачки литологических разностей пород, приуроченность наиболее ярко проявленных на сейсмических разрезах «косых» пачек неокома к склонам молодых постседиментационных (для неокома) поднятий позволяют ставить вопрос о тектонической природе рассматриваемых образований. Скорее всего, их появление обусловлено тенгенциальным давлением со стороны обрамляющих бассейн складчатых сооружений, которое связано с их молодой активизацией, сопровождаемой повышенной сейсмической активностью. Последняя, как установлено, существенно уменьшает сопротивление межслоевому срыву и способствует субгоризонтальному относительному перемещению литологически разнородных песчано-алеврито-глинистых пластин. Нельзя исключать и влияние на этот процесс постоянно действующих не только на водную, но и твердопородную оболочки Земли лунных приливов [5].

Литература

1. Наумов А.Л. К методике реконструкции рельефа дна Западно-Сибирского раннемелового бассейна // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 38–47.
2. Кунин Н.Я. Современное состояние сейсмостратиграфии и проблемы ее использования при изучении нефтегазоносности Западной Сибири // Сейсмостратиграфические исследования при поисках месторождений нефти и газа. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 139–158.
3. Карогодин Ю.Н., Нежданов А.А. Неокомский продуктивный комплекс Западной Сибири и актуальные задачи его изучения // Геология нефти и газа. 1988. № 10. С. 9–14.
4. Колмаков Т.Ф. Развитие положительных структур и образование продуктивных коллекторов в чехле Западно-Сибирской платформы // Геофизические методы при обосновании объектов нефтепоисковых работ в центральных районах Западной Сибири. Тюмень, 1988. С. 118–125.
5. Старосельцев В.С. Механизм формирования крупноамплитудных шарьяжей: Тез. докл. III Междунар. Конф. «Новые идеи в науках о Земле»: Тез. докл. М., 1997. С. 138.

Теория тектоники плит и докембрийская эволюция Фенноскандинавского щита

Древние щиты являются единственными участками земной коры, где можно изучать процессы, которые происходили на самых ранних этапах развития Земли. Теория тектоники плит открывает совершенно новые возможности для трактовки многих явлений, которым раньше трудно было найти вразумительное объяснение. После установления в фанерозое сдвиговых перемещений с амплитудой до 1000 км, фактов раскрытия и закрытия океанических бассейнов, субдукции и обдукции тектонических плит, уже не кажется невозможным, что отдельные участки докембрийской земной коры претерпели метаморфические преобразования на глубине 40 км и более [1]. Поскольку в эволюции Земли как планеты навряд ли происходили кардинальные изменения общей направленности тектонических процессов, то на примере древних щитов можно проверить состоятельность теории тектоники плит для докембрия.

Фенноскандинавский щит является наиболее доступным и изученным древним щитом мира. В фанерозое щит был довольно устойчивым единым блоком земной коры. Щелочные и карбонатитовые массивы (365 млн лет) известны в его северо-восточной части, а на северо-западную окраину надвинут ряд каледонийских аллохтонов [8]. Следы деформаций каледонийской орогении установлены в палеозойских отложениях Ленинградской области и Эстонии.

Докембрийская летопись щита имеет продолжительные пробелы, отсутствуют геологические образования с возрастными 0,65–1,0; 1,3–1,55; 2,5–2,65 млрд лет. В эти периоды здесь существовал режим общего выветривания, шло выветривание и разрушились более древние докембрийские сооружения. В рифее образовалась система авлакогенов Восточно-Европейской платформы [2], которые охватили краевую часть щита. К ним приурочены крупные водоемы: Ладожское озеро, Онежский и Кандакшский заливы Белого моря, Ботнический залив Балтийского моря.

Нескладчатые толщи рифея имеют мощность до 1 км и более. Эти же рифтогенные процессы, вероятнее всего, вызывали формирование региональной сети постскладчатых сбросо-сдвигов. Преобладают нарушения северо-западной ориентировки. Все ранее созданные различия строения также влияли на их ориентировку [5]. Некоторые рои рифейских даек известны далеко от авлакогенов: лампроитовые (1,23–1,24 млрд лет) в районе Костомукши, долеритовые (1,12 млрд лет) – в районе Салла – Туутярви. В раннем протерозое рифтогенные процессы про-

¹ Институт геологии(ИГ) Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

явились дважды, в 2,5–2,4 млрд лет тому назад и в возрастном интервале 1,98–1,96 млрд лет. Ранний рифтогенез прошел в пенепленизированном архейском фундаменте.

В современном эрозионном срезе сохранились разобщенные части Прибеломорской рифтовой долины вдоль границы Карельского кратона и Беломорского складчатого пояса. Осевая линия рифта прослеживается по выходам кислых вулканитов на протяжении более 300 км от Лехтинской структуры до Паанаярвской синклинали. Ширина полосы их выходов нигде не превышает 50 км, а в основном значительно уже. Как трансформные к рифту могут рассматриваться глубинные разломы, которые трассируются плутоническими комаматами кислых вулканитов – гранитами нуоруненского типа на восточном берегу Пяозера и чарнокитами Вичанских массивов в южной части оз. Кереть [6].

В следующий этап развития рифта формировались трансформные разломы, которые в архейском основании трассируются расслоенными перидотит-габбро-норитовыми массивами: группами Портима-Кеми и Койлисмаа в Финляндии; Олангской – на севере Карелии, Буроковским, Монастырским и другими массивами на юго-востоке щита. Каждый из массивов имеет мощность от 2–3 до 6 км и протяженность от нескольких до 80 км. Они имеют четкие секущие контакты с породами рамы. Глубина их кристаллизации оценивается в 2–3 км..

В это же время образовались долгоживущие зоны разломов – дайковые пояса в Карельском кратоне, а в центральной части Беломорского складчатого пояса – Амбарнский глубинный разлом. Последний трассируется наиболее крупными телами комплекса лерцолиты – габбро-нориты [6]. Их становление, в отличие от расслоенных интрузий, происходило на глубине около 20–25 км [4]. Глубинный разлом в беломорских гнейсах и амфиболитах проявлен как пластический левосторонний сдвиг северо-западного простирания. Отдельные изометрической и сложной формы массивы локализованы в структурных ловушках, в замках складок, в оперяющих трещинах и т.д. При переходе северо-западного окончания глубинного разлома из гнейсов в осадки и вулканиты верхнего архея (лопия) резко меняется форма массивов. Они становятся дайкообразными и расположены в 2–3 субпараллельных полосах, подчеркивающих внутреннее зоны разлома [6].

Дальнейшее развитие главного Прибеломорского рифта сопровождалось вулканизмом андезито-базальтового состава. Характерно, что первые порции лавы извергались в воду, о чем свидетельствуют шаровые и подушечные текстуры лав, и ложились с угловыми несогласиями на эродированные поверхности расслоенных серий. Это свидетельствует об интенсивных тектонических движениях в это время. За короткое время на дневную поверхность были выведены расслоенные серии северных частей массивов. Местами вулканизм проявился также в центральной части кратона. В период 2,3–2,0 млрд лет назад в северо-восточной части щита установился относительно спокойный режим, напоминающий

платформенный. Проявился базальтовый вулканизм. Щит в это время находился в южном полушарии, недалеко от экватора. В неглубоком море образовались толщи терригенных пород с прослоями карбонатных осадков, нередко состоящих из органических остатков. В условиях растяжения в архейском фундаменте образовалось большое количество даек, преимущественно северо-западного простирания [8].

Новые интенсивные рифтогенные движения начались в 1,98–1,96 млрд лет назад. Они проявились главным образом вдоль всех окраин Карельского кратона. В ослабленные зоны устремилась высокомагнетическая магма верхней мантии. На западной границе кратона в районе Йормуа, возможно, открылся бассейн океанического типа, здесь выявлены офиолиты [7]. Интенсивный вулканизм продолжался еще некоторое время, но эти вулканиды сохранились только в ядрах крупных Онежского и Куолаярвского синклиналиев. Затем к юго-западу от кратона образовался обширный бассейн с мощными флишеидным осадконакоплением.

В ходе свекофеннской орогении (около 1,88 млрд. лет назад) здесь формировалась складчатая область и происходило смятие раннепротерозойского чехла Карельского кратона [5]. Свекофеннская область была плотно прижата к кратону, что вызвало образование вдоль его границы левостороннего пластического сдвига с автономными складками. Местами в чехле образовались надвиговые структуры, но обширные покровы отсутствуют. Только вулканиды Ветреного Пояса надвинуты на край кратона.

Об архейском этапе развития имеется немного данных. Изотопные возрасты часто противоречивы и неоднозначны. Позднеархейские зеленокаменные слабометаморфизованные породы образуют в плагиигранитном основании узкие протяженные пояса. Нередко оспаривается более ранний возраст гранито-гнейсового основания, хотя нигде не наблюдается региональной мигматизации этих супракрустальных толщ. Наоборот, в линейной Хаутаваарской структуре имеется цепочка вулканических центров, указывающих на разломную (рифтогенную ?) природу зоны. На нескольких уровнях встречаются коматиты.

Особой структурной зоной является узкий Беломорский складчатый пояс с длительным (более 1 млрд лет) развитием в глубинных условиях. В последнее время в его строении выделены многочисленные покровы [3], а амфиболиты основного–ультраосновного состава с согласными прослоями высокоглиноземистых гнейсов трактуются как офиолитовые комплексы и сутурная линия [9], для гнейсовой части вообще отрицается возможность осадочной природы и т.д. Нет сомнения, что теория тектоники плит вполне применима для раннего докембрия, однако она не исключает детального изучения этих сложнейших комплексов, для многих участков которых характерно наличие многоэтажного строения без нарушения естественных геологических границ комплексов.

Литература

1. Володичев О.И. *Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса)*. Л.: Наука, 1975. 170 с.
2. Грачев А.Ф., Николаев В.Г., Сеславинский К.Б. Эволюция структуры, осадконакопления и магматизма Восточно-Европейской платформы в позднем докембрий и в палеозое // *Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы*. М.: КМК, 1994. С. 5–36.
3. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // *Геотектоника*. 1995. № 6. С. 80–93.
4. Степанов В.С. *Основной магматизм докембрия Западного Беломорья*. Л.: Наука, 1981. 216 с.
5. Сыстра Ю.Й. *Тектоника Карельского региона*. СПб.: Наука, 1991. 176 с.
6. Сыстра Ю.Й. Глубинные разломы Северной Карелии // *Докембрий Северной Карелии: Петрология и тектоника*. Петрозаводск: Кар.НЦ РАН, 1994. С. 203–213.
7. Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // *Precambrian Research*, 1987. N 35. P. 313–341.
8. Korsman K. et al. (edit.). *Bedrock map of Finland. 1:1 000 000*. Geological Survey of Finland, Espoo. 1997.
9. Slabunov A.I., Stepanov V.S. Late Archean ophiolites in the Belomorian mobile belt of the Fennoscandian / Baltic Shield; Why not ? // *International Ophiolite Symposium and Field Excursion. Abstracts. Excursion Guide*. Geol. Survey of Finland, Special Paper 26. Espoo, 1998. P. 26.

Т.Ю.Тверитинова¹

Некоторые особенности складок как основа понимания складчатой деформации. Попытка построения универсальной классификации складчатых структур. Складки как элементы тектонического потока

Складки – объемные связные (в определенном масштабе) деформации горных массивов земной коры с характерной исходной (или приобретенной) плоскостной структурной анизотропией (слоистость, сланцеватость, кливаж, полосчатость, осадочная оболочка и т.д.), выражающиеся в формировании различной формы изгибов первично недеформированных плоскостей. Возможность формирования складчатой структуры обусловлена возможностью послыоного перераспределения материала на крыльях и в замках складок. При этом на поверхностях слоев при благоприятной реологии обычно формируется а- или в-линейность. Условия складчатой деформации определяются характером приложенных внешних сил (продольное или поперечное элементам исходной структурной анизотропии сжатие), возможностью их реализации в данном геологическом объеме (закрытость или открытость деформируемой системы), соотношением внешнего и геостатического давлений, распределением плотностных и вязкостных неоднородностей в слоистой толще и

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия.

т.д. Суть складчатой деформации сводится к нарушению устойчивого равновесия в плоскости структурной анизотропии и к дальнейшему ее преобразованию до достижения нового устойчивого состояния. Направления перераспределения материала и ориентировка формирующейся линейности обусловлены типом реализуемого в данном месте эллипсоида напряжений. Процесс складчатой деформации происходит путем пластического или квазипластического, вплоть до разрывно-глыбового (в зависимости от детальности изучения деформированного объема), течения материала.

Существуют различные морфологические, генетические классификации складчатых структур [1–10 и др.], но до сих пор нет единой общепринятой, а, следовательно, остается возможность совершенствования существующих классификаций или создания новых. Существенными признаками складчатых структур, важнейшими для классификации, являются: (1) морфология изгибов элементов исходной структурной анизотропии (крылья и замки складок); (2) характер заполнения пространства единичными изгибами (складчатая структура в целом); (3) эллипсоид тектонических напряжений, определяющих формирование складчатости; (4) линейность различного типа на крыльях и в замках складок, отражающая процесс направленного перемещения материала при формировании складчатости; (5) распределение трещиноватости различного кинематического типа на крыльях и в замках складок.

На схематических стереограммах рассмотрены все возможные варианты процесса формирования складчатых структур из горизонтально залегающих толщ («первичная складчатая деформация»), формирования складок при любых исходных условиях залегания («вторичная складчатая деформация»), а также складчатая деформация с сохранением плоскости исходной структурной анизотропии (из любого ее положения). Все возможные варианты охватывают все возможные типы напряженного состояния, приводящие к изменению наклонов первично недеформированных элементов структурной анизотропии. Процесс складкообразования отражается в смещении на стереограммах полюсов крыльев и шарниров складок от их первичного положения до нарушенного.

В трех предложенных схемах складчатой деформации (СД) («первичная СД», «вторичная СД», «СД с сохранением плоскости структурной анизотропии») находят место элементы практически любых существующих классификаций складчатых структур.

Проведен анализ условий формирования и распределения различного типа линейности на крыльях и в замках для складок различного типа (складки продольного и поперечного сжатия, складки продольного и поперечного расплющивания, складки продольного вертикального и горизонтального расплющивания, складки продольного течения, складки нагнетания и т.д.). Важным параметром линейности является не только ее ориентировка вдоль или вкострости складчатых структур, но и ее кинематический тип – сбросовый, взбросовый или сдвиговый.

Процесс формирования складчатости рассмотрен как составляющая тектонического потока в земной коре [7]. Общая направленность этого потока при складкообразовании связана с направлениями перераспределения материала, определяющимися ориентировкой максимального удлинения и максимального укорочения эллипсоида деформаций. При первоначальном горизонтальном залегании сминающихся в складки толщ в условиях складчатости продольного сжатия направление удлинения – вертикальное или продольное к складчатой структуре, укорочения – поперечное; в условиях складчатости поперечного сжатия направление укорочения – вертикально, удлинения – горизонтально. В дальнейшем складчатость обычно развивается также в условиях горизонтально или вертикально действующих сил сжатия и растяжения, но складчатости подвергаются при этом уже не горизонтально залегающие толщи. Развитие процесса складчатости, приводящее к формированию сложных структур, чаще всего происходит уже в «изначально» деформированной среде (складчатой, моноклиальной). В этих условиях реализация различных ориентировок эллипсоида напряжений может проявляться в самых различных формах. Но сминать в складки уже не горизонтальную, а деформированную толщ «проще», так как в ней плоскость анизотропии будет ориентирована к преобладающим в земной коре горизонтальным или вертикальным направлениям сжатия–растяжения произвольно косо и легко возникнет деформация простого сдвига.

Рассмотрены особенности и признаки тектонических потоков в различных частях складчатых структур. Выделены складчатые тектонические потоки различных типов. На крыльях складок формируется однонаправленный ламинарный поток по а- или в-линейности. В ядерных частях складок происходит усложнение структуры потока, его переориентировка, ламинарный характер потока сменяется турбулентным. Вдоль шарнирных поверхностей тектонический поток может снова приобрести ламинарный однонаправленный характер. При этом направление этого потока может быть поперечным к направлению ламинарного потока на крыльях, т.е. может осуществляться переход а-линейности в в-линейность.

Формирование дизъюнктивных нарушений приводит к усложнению складчатого тектонического потока. Каждое зеркало скольжения (ЗС) – это своего рода одна из струй в общем складчатом тектоническом потоке, т.е. при формировании трещиноватости в складчатых толщах происходит разделение потока на крыльях, вдоль шарниров или в замках складок на множество разнонаправленных струй вдоль плоскостей трещин.

Дальнейшее развитие складчатой деформации приводит к тому, что множество разнонаправленных тектонических потоков в складчатой структуре стремятся приобрести согласованный характер. Это осуществляется за счет изменения направления смещений по существующим границам раздела струй (ЗС, контактов слоев и т.д.) с тенденцией формирования однонаправленного тектонического потока, а также за счет пе-

реориентировки структур скольжения с тенденцией их параллелизации.

Складчатая деформация как составляющая развивающегося тектонического потока во времени динамически неустойчива. При формировании складчатых структур типы складчатой деформации быстро изменяются, переходя от первичной складчатой деформации ко вторичной, затем, возможно, к складчатой деформации с сохранением плоскости структурной анизотропии, которая может, в свою очередь, опять измениться в результате последующей (ее можно опять рассматривать как «вторичную») складчатой деформации и т.д. И все это может происходить на одном этапе складкообразования.

Таким образом, для определения типов складчатых структур и условий их формирования предлагается рассматривать складки в контексте характера перемещения в них материала, обусловленного реализуемым напряженным состоянием (по типам линейности на крыльях и в замках складок), а также в контексте тенденций изменения залегания крыльев и шарниров складок в процессе складкообразования.

Литература

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 494 с.
2. Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976.
3. Бронгулеев В.В. Проблема складкообразования в земной коре. М.: Недра, 1967. 290 с.
4. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
5. Захаров С.А. Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш, 1979. 168 с.
6. Милев В.С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости тектоника протерозойского Майтубинского антиклинория // Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ. С. 181–249
7. Паталаха Е.И., Смирнов А.В. Введение в морфологическую тектонику. М.: Наука, 1986. 150 с.
8. Складчатые деформации земной коры, их типы и механизмы образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 236 с.
9. Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. М.: Мир, 1991. 376 с.
10. Эз В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976. 168 с.

Ал.В. Тевелев¹

Особенности развития магматизма и формирования складчато-покровной структуры южной части Восточно-Уральского мегаблока

Строению Восточного Урала за последние 10–15 лет посвящено очень большое количество работ. Однако описание надвиговых структур ограничивается главным образом рассмотрением крупных покровов с масси-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия.

вами серпентинитов в основании [1, 2 и мн. др.], а развитие магматизма увязывается с формированием структур лишь через геодинамическую эволюцию региона [3 и мн. др.]. Вместе с тем, наши исследования последних лет показывают, что: а) покровы в структуре Восточно-Уральского мегаблока (ВУМ) распространены очень широко и надвинутыми друг на друга оказываются самые разнообразные комплексы пород; б) особенности развития магматизма часто непосредственно связаны с кинематикой сдвиговых зон [4]. Как уже отмечалось в [5], структура ВУМ представляется нам квазисимметричной: с центральной антиформной зоной и боковыми – синформными (восточной и западной). От соседних структур ВУМ отделен шовными (сдвиговыми) зонами: Уйской – на западе и Копейской – на востоке.

Важнейшими этапами развития ВУМ, который входит в состав Урало-Казахстанского орогена Урало-Монгольского складчатого пояса, являются [6] таконский, тельбесский, судетский (саурский), уральский (саякский?).

Таконский этап, завершившийся позднеордовикской коллизией, изучен пока слабо и здесь не рассматривается.

Доколлизийные образования тельбесского этапа известны лишь в Зауральской зоне, где важнейшей их составной частью являются ордовикские натровые трахи- и лейкобазальты (тюлеспайский вулканический комплекс). По петрохимическим параметрам они слабо отличаются от базальтоидов надвинутого на ВУМ с запада Сухтелинского аллохтона (шешметовский вулканический комплекс) [2], но распределение в них РЗЭ характерно для магм, возникших из существенно более деплетированной мантии, поскольку они содержат примерно в 2 раза меньше всех РЗЭ относительно сухтелинских базальтов (таблица), т.е., скорее всего, это базальты принадлежат разным ареалам.

Благодаря тельбесской коллизии ($D_{2gv}-D_{3f}$) к ВУМ был причленен Зауральский мегаблок. На протяжении коллизийного этапа вся территория ВУМ представляла собой область размыва. Раннеколлизийный комплекс тельбесид (новониколаевский габбро-тоналит-плагиогранитный) относится к натровой известковой серии, что отличает его от более поздних, формационно близких комплексов. Все массивы комплекса расположены восточнее Копейской шовной сдвиговой зоны, которая в это время имела правостороннюю кинематику. Плутоны формировались как сдвиговые магматические дуплексы [7], в участках локального присдвигового растяжения. В условиях интенсивной общей транспрессии из шовной зоны были выдавлены и на запад, и на восток пакеты маломощных пластин, сложенных метаморфитами ВУМ и серпентинитами (Татищевский и Дружининский).

Позднеколлизийный (D_{3f}) чабанский вулканический комплекс (шошнит-латитовый), который формировался уже на восточной окраине ВУМ, представлен известково-щелочной серией и похож на зрелый островоудужный. Однако для этих вулканитов характерен резкий тренд РЗЭ

Средние содержания РЗЭ в магматитах

№	n	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1	3	4,13	11,33	9,87	3,27	1,12	0,86	3,13	0,50
2	1	2,20	5,90	4,80	1,60	0,68	0,40	1,60	0,26
3	5	7,44	16,40	9,34	2,26	0,78	0,44	1,50	0,24
4	1	51,00	100,00	42,00	5,90	1,70	0,61	1,80	0,28
5	1	40,00	83,00	37,00	5,90	1,90	0,87	2,00	0,31
6	1	20,00	50,00	30,00	7,70	2,50	1,50	4,40	0,74
7	1	6,60	15,00	9,80	2,40	0,65	0,55	2,40	0,40
8	2	32,50	62,00	23,00	3,70	0,89	0,38	0,99	0,15
9	1	16,00	42,00	14,00	2,20	0,62	0,19	0,34	0,05
10	1	28,00	110,00	100,00	17,00	1,50	2,80	4,20	0,49
11	2	17,50	36,00	14,40	2,45	0,53	0,26	0,83	0,14
12	2	21,50	46,00	23,00	5,05	1,60	0,97	2,95	0,48
13	1	86,00	150,00	43,00	4,50	1,30	0,30	0,60	0,08
14	4	35,25	64,50	22,50	2,88	0,68	0,25	0,48	0,16
15	5	17,70	41,60	20,40	3,50	1,53	0,54	2,28	0,38
16	1	0,85	1,30	0,80	0,19	0,029	0,030	0,160	0,025
17	1	1,80	2,00	1,00	0,19	0,022	0,045	0,097	0,020
18	1	0,18	0,50	0,50	0,08	0,008	0,014	0,040	0,006
19	1	0,21	0,31	0,50	0,05	0,014	0,014	0,050	0,007

Примечание. Магматические комплексы: 1 – шеметовский (трахибазальты); 2 – тюлеспайский (трахибазальты); 3 – шелудивогорский (абсарокиты); 4 – чабанский (латиты); 5 – средне-тогузакский (?); 6 – березиновский (трахибазальты); 7 – джабыгасайский (граниты); 8–9 – пластовский (8 – гранодиориты, 9 – плагиограниты); 10–11 – каменешкий (10 – сиениты, 11 – граниты); 12–14 – степнинский (12 – диориты, 13 – граносиениты, 14 – граниты); 15 – аятский (лейкограниты); 16 – дружининский (серпентиниты); 17 – татищевский (серпентиниты); 18 – усеновский (серпентиниты); 19 – куликовский (серпентиниты). Анализы проведены в лаборатории ГИН РАН С.М. Ляпуновым.

при высоких содержаниях легких РЗЭ. Это сближает их с породами континентальных рифтов (стадия начального предрифтогенного прогресса), что вполне увязывается с начавшимся восточнее ВУМ в фамене рифтогенезом и подтверждается сходством спектров РЗЭ франских и фаменских вулканитов (среднетогузакский комплекс).

Возрастным аналогом чабанского комплекса на западной границе ВУМ является шелудивогорский шошонит-абсарокитовый вулканический комплекс, геохимически близкий к шошонитовым сериям Курильской дуги.

Начало судетского этапа на ВУМ в фамене связано с общерегиональным растяжением, трансгрессией и рифтогенезом. В раннем карбоне в боковых зонах ВУМ рифтогенез проявился излияниями высокотитанистых базальтоидов березиновского вулканического комплекса.

В середине виле в обстановке общей левосдвиговой транспрессии началась раннесудетская коллизия, в результате которой рифтогенные комплексы были смяты и местами шарьированы друг на друга, а в локальные присдвиговые зоны растяжения внедрились гранитоиды кособродского тоналит-плагногранитного комплекса [4]. Виле-серпуховские известняки, лежащие на более древних комплексах несогласно, фиксируют время относительного затишья тектонических процессов. Наиболее важную роль в формировании структуры ВУМ сыграла позднесудетская коллизия (С₂), тоже проходившая в условиях общей левосдвиговой транспрессии. Смятые в предыдущую фазу комплексы турне – раннего виле были собраны в пакеты тектонических пластин и шарьированы с двух сторон на центральную зону ВУМ, в том числе, – и на ее чехол виле-серпуховского возраста. Кроме того, в со стороны Магнитогорского мегаблока на западную зону ВУМ был надвинут крупный Сухтелинский аллохтон [2] с Куликовским массивом серпентинитов в основании. Структура этого аллохтона определяется чередованием тектонических пластин ордовикских базальтоидов и вулканогенно-кремнистых пород среднего–позднего девона. Пластины последних отмечены и внутри пакета раннекаменноугольных комплексов. В восточной зоне ВУМ в ядрах синформ также есть массивы серпентинитов (Успеноский). В породах Куликовского и Успеноского массивов резко понижены относительно серпентинитов Татищевского и Дружининского массивов содержания РЗЭ. Роль позднесудетской коллизии не ограничивается интенсивной дислокацией разнообразных комплексов пород. В локальных трансенсивных зонах восточной части ВУМ в это время внедрились массивы пластового гранодиорит-плагногранитного комплекса, а в Копейской шовной зоне формировались узкие локальные прогибы, кинематически аналогичные пулл-апартам.

В перми уральская внутриконтинентальная коллизия протекала в изменившейся кинематической ситуации – в условиях общей правосдвиговой транспрессии. В западной зоне ВУМ сформировались сдвиговые магматические дуплексы степнинского граносениит-гранитного, а также аятского и других гранитных комплексов. В восточной зоне ВУМ гранитоидные массивы раннего карбона подверглись интенсивной тектонизации. В последующую, позднеколлизонную стадию были частично тектонизированы и пермские плутоны гранитов.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Интеграция», тема № 348 и гранта «Университеты России».

Литература

1. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геодинамическая реконструкция Среднеуральского альпинотипного шарьяжа // Геотектоника. 1993. №2. С. 20–28.
2. Тевелев А.В., Артюшкова О.В., Борисенко В.И., Кошелева И.А., Курковская Л.А., Маслов В.А. Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на восточном склоне Южного Урала // Бюл. МОИП. 1998.

3. *Серавкин И.Б.* Тектономагматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–47.
4. *Tevelev Al.V., Tevelev Arc.V., Kosheleva I.A.* Embedding and Tectonization of the Kamensky Granite Pluton Group (South Urals) as Result of Evolution of the Kopeysk Strike-Slip Zone. EUG-10 Conference, Strasbourg, France, 1999.
5. *Тевелев Ал.В., Кац М.Я., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Охаткина Е.Ю.* Тектоника южной части Восточного Урала (новые данные и проблемы) // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 220–222. (Материалы XXXI Тектонич. Совещ.; Т. 2).
6. *Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Кошелева И.А.* Тельбесский и саурский тектогенез в Центральном Казахстане и на Восточном Урале (сравнительный анализ) // Тектоника Азии: Материалы XXX Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 218–220.
7. *Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Завражнов В.Н.* Развитие посттельбесских структур при дивергентном растяжении и сжатии в Центральном Казахстане // Московская школа геологов в Казахстане. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 79–93.

Арк. В. Тевелев¹

Кинематическая классификация сдвигов

К настоящему времени становится все более очевидным, что под общим термином «тектонический сдвиг» объединены несколько различных по механизмам и условиям образования видов разломов. Главный классификационный признак сдвига – смещение крыльев разлома параллельно его простиранию – может быть реализован в совершенно различных деформационных обстановках. Внутренняя структура сдвиговой зоны, зависящая главным образом от характера движений ее берегов, у большинстве сдвигов подобна, и именно специфичность «сдвигового структурного рисунка», его узнаваемость, позволяет распознавать разрывы сдвиговой кинематики в сложных разломных сетях. В современном тектоническом анализе, тяготеющем к выявлению блоковых горизонтальных перемещений и соответствующих им структурно-тектонических конфигураций, это свойство сдвигов оказывается очень ценным, и именно здесь заключается определенная опасность – хотя деформации и движения в любой *локальной* области разных разрывов сдвиговой кинематики достаточно похожи и понятны, однако как *целые структуры* сдвиговые зоны могут отражать радикально различные тектодинамические режимы. Индикаторами этих режимов являются только *системные* кинематические свойства сдвиговых зон.

В этой связи важны две проблемы: выбор действительно различающихся по динамическим и кинематическим характеристикам групп сдвигов, с одной стороны, и выбор однозначно определяющих эти группы кинематических характеристик – с другой. Эти задачи взаимосвяза-

¹ Московский государственный университет МГУ, Москва, Россия.

ны. Первая из них решается путем тщательного анализа общих моделей сдвигообразования и их сопоставления со строением, структурной эволюцией и динамикой формирования реальных сдвиговых зон. Мы полагаем, что множество сдвиговых структур может быть сведено к следующим группам: (а) сколовые сдвиги (сдвиги Андерсона), (б) сдвиги срезания (трансформные разломы или сдвиги Вилсона), (в) сдвиги скольжения (трансферные сдвиги) и (г) сдвиги срыва (управляющие сдвиги).

Весьма сложным оказывается и выбор параметров, которые могли бы однозначно определять эти группы, характеризуя и локальную кинематику сдвигов, и их системные свойства. Для этих целей недостаточно таких привычных характеристик, как знак движения, скорость и направление смещений на сдвиге. В ходе развития и, что очень важно, в монотонных условиях нагружения, разломы могут менять длину, мигрировать вдоль трассы и менять знак движений, и эти параметры (скорость и направления миграции сдвига, скорость его наращивания или «схлопывания» и т.д.) должны учитываться в кинематических построениях. Однако для однозначного определения указанных кинематических групп сдвигов и этих параметров недостаточно, и к ним должны быть добавлены следующие: (1) вектор мгновенных движений по сдвигу для внешнего наблюдателя; (2) соотношение направления смещений маркеров на сдвиге и направления сдвигания (совпадающие, противоположные); (3) возможность изменения направления движения по сдвигу в постоянной тектодинамической обстановке; (4) соотношение скорости конвергенции или дивергенции взаимодействующих *вдоль* сдвига блоков и скорости сдвиговых движений.

Сдвиг Андерсона. В андерсоновской модели сдвиг рассматривается как результат сколовой деформации в условиях механически чистого сдвига в трехосном поле напряжений и однородной среде [Anderson, 1905]. Андерсоновские сдвиги возникают сопряженными парами, имеют конечную длину, смещения по сдвигу постепенно меняются от максимальных в центральной части разрыва до нулевых на его концах, видимые смещения разорванных сдвигом маркеров естественно совпадают с направлением сдвигания. Для внешних наблюдателей (расположенных за пределами активного сдвига) мгновенная скорость их взаимных движений представляется нулевой. В крыльях модельного сдвига этого типа должны формироваться пары структур растяжения (длинные) и сжатия (короткие), покрывающие всю длину сдвига. Направление движений по андерсоновскому сколу в устойчивых полях напряжений постоянно. В понятиях модели Андерсона интерпретируются многие сдвиговые структуры Земли, которые образованы сопряженными парами и которые заканчиваются в пассивно затухающих мультиплетных сдвиго-надвиговых или сдвиго-раздвиговых системах.

Сдвиги Вилсона. Общей особенностью сдвигов Вилсона – как структурно-геологических объектов, а не только океанских транс-

формных разломов – является то, что они развиваются за счет срезания материала между кулисно расположенными зонами его локального (и автономного!) разрастания или поглощения [Wilson, 1964, 1965]. Три разновидности вилсоновских сдвигов обладают заметно различающимся кинематическим поведением.

Вилсоновские сдвиги типа хребет–хребет. Активные сдвиговые движения на структурах этого типа имеют место только в центральном отрезке разлома, расположенном между изначально кулисно смещенными зонами разрастания, так что длина активного трансформного сдвига конечна по определению (хотя необязательно постоянна). Для наблюдателей, находящихся в пределах активного отрезка разлома, он представляется обычным сдвигом с направлением движений, противоположным видимому смещению зон разрастания. Для наблюдателей из удаленных от зон разрастания углов рифт-трансформной системы их плановые смещения совпадают с направлением движений крыльев разлома, а сам разлом представляется весьма своеобразным сдвигом, в котором при постоянном увеличении дистанции между наблюдателями активное сдвигание имеет место только в центральном (активном) сегменте разлома. Однако для наблюдателей из внешних углов системы их мгновенные смещения представляются обратными по отношению к движениям в активной центральной части разлома и совпадающими с видимым смещением зон разрастания. Поскольку из соображений симметрии никакая система отсчета не является предпочтительной, то для *внешних* наблюдателей направление мгновенных движений по такому разлому принципиально неопределенно, и это обстоятельство является фундаментальным для кинематики вилсоновских сдвигов.

Амплитуда смещений по разлому типа хребет–хребет постоянна; досдвиговые маркеры смещаются по направлению движений, однако маркеры, образованные после начала сдвигания могут смещаться в противоположном направлении. В определенных условиях сдвиги хребет–хребет могут в постоянных тектодинамических условиях уменьшаться в длине до нуля и снова разрастаться, меняя при этом знак движения по сдвигу на противоположный. Скорость движений по такому сдвигу естественно равна скорости расхождения блоков (плит), латеральной границей которых сдвиг и является.

Вилсоновские сдвиги типа дуга–дуга имеют конечную (хотя чаще всего непостоянную) длину, смещения вдоль модельного сдвига постоянны, мгновенная кинематика для внешних наблюдателей неопределенна. Смещения маркеров вдоль сдвига этого типа всегда совпадают с направлением движения на разломе. Последние, однако, как и в предыдущем случае, по мере эволюции трансформы могут меняться на противоположные при постоянстве полей напряжений. Скорость движений по такому сдвигу равна скорости схождения блоков (плит), латеральной границей которых является сдвиг.

Вилсоновские сдвиги типа хребет–дуга. Кинематика трансформ вил-

соновского типа хребет–дуга отличается от предыдущих. Модельный трансформный сдвиг этого типа имеет конечную длину и постоянную амплитуду движений по разлому. Направление смещений маркеров совпадает с направлением движением по трансформе, однако для внешних наблюдателей мгновенная скорость их смещений представляется нулевой. Знак движения по сдвигу по мере эволюции трансформной зоны не меняется. Скорость движений по такому сдвигу равна той скорости, с которой обмениваются движениями и массами зоны разрастания и поглощения.

Трансферные сдвиги. Модельные трансферные сдвиги – это синкинематические разрывы, движения по которым компенсируют локальные различия скоростей и направлений деформаций внутри единых систем растяжения [Gibbs, 1984] или сжатия [Harding, Lowell, 1979], т.е. это внутренние сдвиговые границы регионально неоднородной деформационной области. К группе трансферов принадлежит большинство сдвигов рифтовых и коллизийных областей. Кинематика трансферов близка к кинематике вилсоновских сдвигов двух первых типов, но не совпадает с ней полностью.

Трансферные сдвиги областей растяжения имеют конечную длину, постоянную амплитуду смещений; направление смещений маркеров совпадает с направлением движений по разрыву, однако сам знак смещений по ходу эволюции всей системы может меняться на противоположный в неизменной динамической обстановке. Для внешних наблюдателей их относительные смещения неопределенны. Скорости движений на трансферном сдвиге обычно меньше общей скорости дивергенции граничных блоков зон растяжения. К трансферам растяжения относятся многочисленные и хорошо изученные сдвиговые зоны аккомодации континентальных рифтовых областей.

Трансферные сдвиги областей сжатия имеют конечную (чаще всего – непостоянную) длину, смещения по модельному сдвигу постоянны, мгновенная кинематика для внешних наблюдателей неопределенна. Смещения маркеров вдоль трансферов сжатия всегда совпадают с направлением движения на разломе. Последние, однако, как и в случае трансферов растяжения, по мере эволюции деформационной системы могут меняться на противоположные при постоянстве полей напряжений. Скорость движения на трансферных сдвигах обычно меньше скорости конвергенции включающих их систем сжатия.

Транскуррентные сдвиги. Транскуррентные сдвиги развиваются в режима срыва (лавины) в зонах косоого взаимодействия крупных литосферных блоков; к ним принадлежат, например, известные сдвиги инденторов. В отличие от сдвигов Андерсона, их можно рассматривать как сколы, образующиеся в механической обстановке простого, а не чистого сдвига. Морфологически это кулисно расположенные разрывы, параллельные или почти параллельные направлению смещения сдвигаемых блоков. В отличие от пассивных трансферов,

транскуррентные сдвиги активны по отношению ко вторичным структурам сжатия или растяжения, формирующимся в зонах их перекрытия. В моделях транскуррентных сдвигов все разрывы сдвиговой зоны имеют один и тот же знак движения, и это накладывает серьезные ограничения на кинематику вторичных структур в этих зонах. Модельный транскуррентный сдвиг имеет конечную длину, смещения по нему постоянны, мгновенная кинематика для внешнего наблюдателя неопределенна, направление смещения маркеров всегда совпадает с направлением движений по сдвигу, которое при стационарном нагружении не меняется.

Е. Н. Терехов¹

Лежачие складки беломорского комплекса как индикатор обстановки растяжения

Лежачие складки и пологие тектонические зоны широко развиты в большинстве складчатых поясов Земли. Долгое время эти структуры считались яркими индикаторами латерального сокращения коры. Однако в последнее десятилетие среди тектонических зон особое внимание уделялось пологим сбросам, которые формировались на заключительных этапах эволюции орогенов и отвечали стадии растяжения или, как ее часто называют в западной литературе, "тектонического коллапса".

Именно при развитии пологих сбросов происходит утонение мощности коры и глубинные породы без значительной денудации появляются на поверхности. Соответственно, и лежачие складки, особенно сформированные на заключительных этапах эволюции складчатых поясов, также в большинстве случаев образовывались в обстановке растяжения. В отличие от пологих тектонических зон, где информация о ранних событиях, как правило, уничтожена, в лежачих складках, наоборот, записан несравненно более полный цикл вывода глубинных пород к поверхности. Поэтому изучение этих объектов позволит реконструировать заключительные этапы эволюции складчатых сооружений.

Одним из важнейших событий в истории Беломорского пояса – крупнейшей структуры Балтийского щита – явился вывод к поверхности, или эксгумация глубинных пород. Если еще на рубеже 1,8 млрд лет породы этой структуры находились на глубинах более 20 км, затем быстро, за 30–50 млн лет, а возможно, как показывают данные по другим складчатым поясам, и быстрее [Добрецов и др., 1998], появились в верхних уровнях земной коры. Единственным из известных сейчас механиз-

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

мов вывода больших объемов глубинных пород к поверхности является региональное растяжение. Следует отметить, что пологие тектонические зоны, развитые в Беломорье, которые, по мнению автора, являются сбросами, контролирующими растяжение коры, большинством современных исследователей интерпретируются как надвиги в коллизионной зоне, образовавшейся в результате столкновения жестких блоков, таких как Карельский, Кольский, Инари.

Так как трудно однозначно доказать сбросовый характер пологих тектонических зон Беломорского пояса, для доказательств идеи регионального растяжения необходимы геологические объекты, которые зафиксировали в себе процесс вывода глубинных пород к поверхности. Этими объектами являются структуры, которые были выделены нами под названием "лежащие складки" [Пржиялговский, Терехов, 1987, 1991]. Так же, как и в большинстве других складчатых поясов, эти структуры первоначально рассматривались нами как результат корового сокращения. И, в частности, – для Беломорья, формирование этих складок связывалось с его тектоническим перекрытием Лапландскими гранулитовыми покровами [Przhyialgovski, Terekhov, 1995]. В дальнейшем некоторые из этих структур получили название "колчановидные складки", которые могли образовываться за счет опрокидывания растущих гранито-гнейсовых куполов перед фронтом надвига [Миллер, 1997], т.е. они являются показателем сжатия.

Соответственно, если эти складки связывать с покровобразованием, то они являются прекрасными индикаторами траектории перемещения покровов. На ранних стадиях геологического изучения этого региона, до появления идей о его надвиговом строении, преобладали складчатые модели, и исследуемые структуры трактовались как результат наложения молодых складок северо-восточного направления на более древнюю северо-западную структуру, в результате чего в узлах пересечений формировались купольные структуры, такие, как Карельская, Малиновая, Варакская, Энгозерская, Риколатвинская и др. [Горлов, 1975]. Часть из них была для нас эталонами по выделению структур типа лежащих складок. Наиболее типичным представителем лежащей складки является Карельская структура. С севера и юга она ограничена широтными сдвигами, один из которых протягивается вдоль Чупинской губы, другой проходит через Восточное Нильмозеро. Смещение по этим разломам частично компенсировало пластичную деформацию и массоперенос в западном направлении при формировании структуры. Анализ текстур и минеральных образований, сингенетичных протерозойской деформации, свидетельствует о том, что эта структура, как и другие аналогичные структуры Беломорья, начала формироваться в условиях ультраметаморфизма, при котором преобладают деформации без разрыва сплошности пород.

Несмотря на пластический характер деформаций, тектонические нарушения распространены весьма широко, проявляясь согласными зона-

ми бластомилонитизации, сдвигового течения и.п. Ранние стадии формирования этих структур ознаменовались образованием высокобарических минералов: кианита, граната, корунда и, реже, сапфирина. Периклинальное строение особенно хорошо устанавливается по элементам метаморфической полосчатости в районе пегматитового рудника Карельского, а западнее, в районе оз. Верхнее Котозеро, падение полосчатости направлено уже к центру структуры. Именно здесь выступает на поверхность нижнее крыло лежащей складки, сложенное гранатовыми амфиболитами и дислоцированными анортозитами и габбро-норитами друзитового комплекса. Линейность во всех структурах ориентирована по длинной оси лежащих складок и падает на северо-восток. Факт наложения дислокаций, связанных с формированием лежащих складок, на друзиты указывает на раннепротерозойский возраст формирования этих структур. Верхняя возрастная граница определяется временем образования низкотемпературных метасоматитов и последних пегматитов, прорывающих эти структуры (1,8–1,75 млрд лет) Лежачие складки и разломы, ограничивающие их, наилучшим образом видны на аэро- и космическим снимкам, что позволяет делать вывод о том, что структурная переработка, связанная с их формированием, являлась самой интенсивной и молодой в регионе.

Сопоставление структурной информации, полученной при дешифрировании снимков с результатами геологических съемок, позволяет заключить, что подобные структуры развиты в пределах широкой полосы, приуроченной к центральной части Беломорского пояса. С востока и запада она ограничена разломами, полого падающими на восток. К западу от этой полосы широко развиты гранито-гнейсовые купола.

Геодинамический смысл массового развития купольных структур в складчатых сооружениях трактуется неоднозначно. По мнению одних исследователей, формирование куполов определяется причинно-следственными связями между покровообразованием, нарушающим гравитационное равновесие, и куполообразованием, направленным на восстановление нарушенного равновесия; в других случаях, гравитационное равновесие восстанавливается за счет тектонической эрозии или коллапса складчатого пояса при горизонтальном растяжении по системе пологих сбросов и только потом в условиях декомпрессии формируется основная масса гранитов. Таким образом, гранитные диапиры, по мнению различных исследователей, формируются или в обстановке сжатия или, наоборот, в обстановке растяжения.

В строении Беломорского пояса имеется много признаков, указывающих на процессы растяжения при его формировании – это широчайшее развитие мигматитов, гранитов, очковых бластомилонитов, пегматитов. Однако идеи образования пологих структур в беломорском комплексе в обстановке растяжения развиваются крайне слабо. На это есть определенные причины.

Так, школа советских геологов в целом воспитана на структурных

моделях рифтов и грабенов, которые ограничены крутыми разломами, тогда как в Беломорье преобладают пологие структуры, как внутренние, так и по его границам.

Но уже более 20 лет существуют структурные модели объясняющие формирование пологих тектонических зон в обстановках растяжения [Иванов, 1978, Wernike, 1981]. Это так называемые комплексы метаморфических ядер образованные при растяжении коры. Структурные, геодинамические, геофизические и геохимические аспекты эволюции этих структур опубликованы в сотнях работ англоязычных журналов. Почему же эти идеи только недавно стали развиваться в России [Скляров и др., 1997, Казьмин, Бякин, 1997]?

Возможно, что это связано с заметной агрессивностью в нашем обществе, в том числе и на уровне подсознания, ведь при выборе интерпретации пологих тектонических зон: надвиг или сброс, предпочтение отдается более динамичной и, соответственно, агрессивной модели, использующей такие понятия, как фронтальное сжатие, стресс, тыловой прогиб, коллизия, покров, поднадвиговые деформации и т.п.

Поэтому пологие тектонические структуры Беломорья в последние годы интерпретировались исключительно как надвиги, образовавшиеся при коллизионном столкновении плит [Глебовицкий, 1993; Миллер, Милькевич, 1995] или же в поднадвиговой обстановке гигантских гранулитовых покровов, перекрывающих беломориды [Минц и др. 1996].

Однако геологические данные свидетельствуют о том, что для беломорид обстановка растяжения была характерна не только в период образования друзитов, но и в последующие эпохи – в ятулии и суйсарии, но особенно она ярко проявилась в свекофенский период развития (1,85–1,75 млрд. лет назад), когда собственно и произошло поднятие беломорид, их эксгумация и окончательное оформление структуры в виде гигантского вала, ограниченного пологими сбросами, с лежащими складками внутри.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№97-05-65083 и 98-05-64737).

Н.И.Тимонин¹

Тектоническая эволюция Пай-Хоя

Географически рассматриваемый район включает Югорский полуостров и бассейн р. Коротаихи, а в тектоническом плане – три структуры первого порядка: Коротаихинскую и Карскую впадины Предуральского краевого прогиба и разделяющее их Пайхойское поднятие, входя-

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия.

щее в состав Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы и находящееся в торцовом сочленении с Оченырдыским поднятием Полярноуральской области. Торцовое сочленение поднятий проходит по высокоамплитудному Карско-Осовейскому надвигу, трассирующемуся от верховьев р. Кары к оз. Бол. Осовей-То и далее вдоль р.Осовей-Яха. Основной структурой района является Пайхойское поднятие, ограниченное на севере Северо-Пайхойским, а на юге – Южно-Пайхойским надвигами. В составе поднятия выделяются две структуры второго порядка – Пайхойский карбонатный параавтохтон, сложенный формациями палеошельфа, и Карский сланцевый аллохтон, сложенный сланцевыми батиальными формациями, сходными с лемвинскими отложениями на Севере Урала.

В фанерозойский этап территория Пай-Хоя являлась частью Печорской плиты и проходила историю развития согласно с пассивной окраиной Палеоуральского океана. В геодинамическом отношении в раннем и среднем палеозое территория Пай-Хоя разделялась на палеошельф и континентальный склон Палеоуральского океана. В шельфовой части в течение палеозоя формировались осадки преимущественно карбонатного состава, мощность которых превышала 6,5 км. На границе палеошельфа и континентального склона в раннем–среднем палеозое существовал своеобразный тектонический барьер, зафиксированный рифовыми массивами (S-D₁; C_{1s}), сохранившимися к настоящему времени в карбонатном параавтохтоне в районе озер Тирибей-То – Кыка Ты (правобережье р. Кары), в районе Карского Буредана, а также на реках. Сибирчата-Яхе и Хей-Яхе и в районе полярной станции Белый Нос. К востоку от него в глубоководных батиальных условиях формировались осадки сланцевой зоны, отличающиеся резко сокращенными мощностями в средне-позднепалеозойских частях разреза. На доорогенном этапе, с ордовика до карбона–перми, на территории Урала и Пай-Хоя существовала единая окраина Евразийского континента, где формировались зоны седиментации – шельфа, континентального склона, а восточнее и севернее – подножия и абиссали.

В средне-позднедевонское время в батиальной зоне сформировался автономный рифт, являвшийся ареной интенсивного базальтового магматизма, продукты которого размещались в виде силлов в межслойных пространствах средне-позднеордовикского батиального комплекса (хенгурская, тальбейтывисская, сопчинская свиты).

При коллизии края континента с Тагильской островной дугой в D₃ – P время сформировались Уральская складчато-надвиговая область и Предуральский краевой прогиб. Значительно позже – в позднепермско-юрское время – сформировалось Пайхойское поднятие как фрагмент Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой области. Его формирование произошло в результате коллизии северо-восточной части континента с предполагаемой Байдарцкой энсиматической островной дугой (?), ориентированной перпендикулярно Тагильской дуге. Геодина-

мические процессы позднепалеозойско-раннемезозойского времени привели к коллизии сближающихся Восточно-Европейского и Сибирского континентов, в процессе которого на территории Пай-Хоя формировалась северная часть Предуральского краевого прогиба (Карская и Коротаихинская впадины), куда сгружались продукты разрушения Прауральского горного сооружения. При этом, как показано в ряде публикаций, заполнение указанных впадин происходило не поперек, а вдоль оси прогиба.

В триасе продолжалось поддвижение пассивной окраины континента под Байдарачку островную дугу и интенсивное формирование складчато-надвиговых структур коллизионного орогена, границы которого, судя по датировке разрывных нарушений, включали Карскую впадину, Пайхойское поднятие и часть Припайхойской зоны Коротаихинской впадины; юго-западнее продолжали формироваться недислоцированные орогенные формации триаса.

На поздний триас – раннюю юру попадает кульминационная фаза коллизионных процессов на Пай-Хое, где происходило интенсивное формирование складчато-надвиговых структур коллизионного орогена и в условиях однонаправленного сжатия формировались крупноамплитудные покровы, надвинутые на юго-запад с левосдвиговой составляющей. Полученный в результате структурный рисунок древнекимерийских дислокаций (эшелонированное расположение складок и разломов) позволяет, по мнению В.Н.Пучкова [3], сделать предположение о наличии в их механизме сочетания сжатия со сдвигом (*transpression* – по англоязычной терминологии).

В юрский период в уральской части орогена структурообразование имело место лишь во Внешней зоне Предуральского краевого прогиба, в остальной части Урала орогенез практически полностью завершился, тогда как на Пай-Хое в это время активно продолжалась коллизия с формированием чешуйчато-надвиговых дислокаций. К средней и поздней юре по мере подвига тектогенез последовательно прекращался, сначала в Карской впадине, затем на Пайхойском поднятии и далее в Коротаихинской впадине.

В юрское и меловое время на Пай-Хое продолжалась коллизия с формированием чешуйчато-надвиговых дислокаций. Эффект распространения коллизионного стресса распространялся далеко к юго-западу, захватив целиком Коротаихинскую впадину, о чем свидетельствуют вскрытые скважинами под аллохтоном Талотинско-Вашуткинского надвига меловые отложения. В меловое время Палеоуральский ороген был эродирован и тектонически пассивен. Находки недислоцированных нижнемеловых отложений в Карской впадине указывают на завершение складчатости здесь в доаптское время. Таким образом, полное завершение коллизии на Пай-Хое произошло в конце мелового времени, а на Урале – в конце триасового, что дало возможность В.В.Юдину [4] выделить новый возрастной тип дислокаций – "*пайхойды*".

И наконец, на рубеже позднего мела и палеогена (67–65 млн лет назад) в Карскую впадину упал огромный метеорит, образовав кратер диаметром свыше 50 км [2]. Этим событием и завершается структурообразование на Пай-Хое. Резко изогнутая форма Пайхойской части Уральско-Новоземельского пояса может быть объяснена последствиями вдавливания выступающей части Сибирского континента в пассивную окраину Восточно-Европейского континента в процессе коллизии, в результате чего, по данным С.В.Аплонова и В.И.Устрицкого [1], в южной части Карского моря образовался остаточный океанический бассейн – реликт Палеоуральского океана.

Вероятно, с этим процессом следует связывать явление *Байдарацкого сфенохазма*, подобного Бискайскому сфенохазму, по С.Кэри [7], на Пиренейском полуострове. Согласно С.Кэри, сфенохазм определяется как треугольный раздел в океанической коре, расчленяющий два кратонных блока с разломными окраинами, сходящимися в определенной точке. Сфенохазм образуется при повороте одного из блоков относительно другого. Обычно сфенохазмы быстро заполняются осадками большой мощности (в Байдарацком сфенохазме мощности только орогенного комплекса намного превышают 10 км). Байдарацкий сфенохазм имел место, скорее всего, в позднепалеозойско-мезозойское время (P₂-K₂), судя по материалам сейсморазведочных работ в южной части Карского моря и на севере Западно-Сибирской плиты.

Литература

1. Аплонов С.В., Устрицкий В.И. Остаточные океанические бассейны // ДАН СССР. 1991. Т. 316, № 2. С. 425–428.
2. Мацак М.С. Карская астроблема // Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. С. 96–110.
3. Пучков В.И. Образование Уральско-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 66–75.
4. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ "Наука", 1994, 286 с.
5. Carey S.W. The tectonic approach to continental drift, in S.W.Carey (ed.) Continental Drift, A Symposium. Hobart, University of Tasmania, 1958. 258 p.

Б.М.Тишкин¹

Задача о дискретном и непрерывном развитии геодинамического пространства

Выделение циклов развития природных объектов тесно связано с проблемой учета дискретности и непрерывности геологического пространства, его иерархического строения и синхронно-асинхронного развития [1 и др.].

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.

Исследования информативности квантово-геодинамической модели, контур которой и ряд результатов ее применения представлены в публикациях [2–5], позволили сформулировать задачу об отображении дискретно-непрерывного развития геодинамического пространства.

Пусть развитие данной, относительно автономной структуры A обусловлено взаимодействием с окружающими ее структурами B, C, D, \dots , принадлежащими к тому же иерархическому уровню. Тогда возникновения явлений (структурообразование, магматизм и др.) в структуре A могут быть соотнесены с периодичностью собственного развития структуры A и с периодичностью в развитии структур B, C, D, \dots

В построениях использовалась схема кольцевых морфоструктур А.П.Кулакова, на которой Амурская морфоструктура (МЦТ) в северной части перекрывается Алданской МЦТ (северная граница), а в северо-восточной – Охотской и Японской МЦТ.

Схема, имитирующая развитие перечисленных структур, представляющая собой комбинацию муаровых сеток, предлагаемых В.В.Богащам для моделирования геологических структур и анализа деформаций, показана на рис. 1. Особенностью данной схемы является то, что радиусы концентров в отдельной структуре изменяются в геометрической прогрессии, т.е. принимается, что вся структура сформирована в один этап и между различными структурными уровнями могут наблюдаться явления геодинамического подобия или резонанса. Расчет пространственно-временных параметров проводился, исходя из предельно допустимых размеров структур ($R_{\text{структуры}} < R_{\text{земли}}$). Неопределенности, возникающие при такого рода моделировании связаны главным образом с необходимостью учета трехмерности границ объектов.

Модельные геодинамические параметры структур

			Амурская						
m	Rm, км	U, см/год	T, млн лет						
0	1200	1,6	130	88	60	41	28	19	13
2	2586	-7,8	59	40	27	19	13	9	6
3	3796	1,6	410	279	190	130	88	60	41
Алданская									
2	1393	4,2	59	40	27	19	13	9	6
4	3003	-3,5	152	103	70	48	33	22	15
5	4408	4,2	186	127	86	59	40	27	19
Японская									
1	1174	1,2	179	122	83	56	38	26	18
2	1724	7,0	44	30	20	14	9	6	4
3	2531	-8,4	53	36	25	17	11	8	5
4	3715	-10,6	62	42	29	20	13	9	6
Охотская									
1	1064	-0,8	236	161	110	75	51	35	24
2	1562	5,8	48	32	22	15	10	7	5
4	3367	-0,9	633	431	294	200	136	93	63

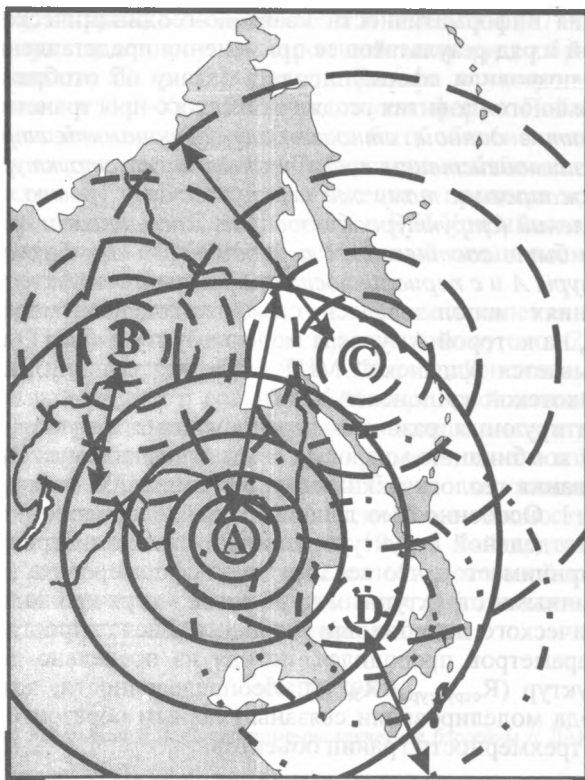


Рис. 1. Схема, имитирующая структуры и их взаимодействие

А – Амурская, В – Алданская, С – Охотская, D – Японская. Стрелками показана возможность центробежного и центростремительного развития структур для отдельных эпизодов и для времени развития в целом

В таблице приводятся результаты расчетов некоторых периодов развития структур согласно схеме и с учетом возможности проявления геодинамического подобия. Скорости распространения геодинамического поля (ГДП) U для каждой структуры имеют характерные квантованные значения. Положительные значения U показывают, что структура развивалась в ГДП II рода (движение в раздвиге при сдвиге), а отрицательные значения U указывают на ГДП I рода (по типу движения диапира). Каждый период T соответствует структуре в целом или элементам структуры определенного размера.

Из таблицы видно, что найденные периоды близки или кратны выделенным ранее другими авторами. Наиболее длительным периодом развития характеризуется Охотская система или ей подобная ($m=4$), развивающаяся в ГДП I рода. Амурская система развивалась в ГДП II рода

($m=3$) начиная, как минимум, с позднего силура. Амурская и Японская системы по размерам оказываются приблизительно подобными, что подразумевает вероятность начала формирования последней уже в юрское время вследствие собственного развития Амурской структуры. При $m=1$ размеры Японской системы близки, в соответствии с моделью [6], к минимально возможным, чтобы говорить о ее подобии с Амурской системой.

Отметим также подобие расчетных периодов Японской системы при различных значениях m с периодами, измеренными деформографами [7]. Аналогичная картина наблюдается для периодических изменений ледовитости Охотской системы и типов атмосферной циркуляции, приводимых в [8]. Это свидетельствует о справедливости предположения периодического изменения скорости U и рода ГДП в процессе развития данных систем.

Результаты сопоставления размеров рассматриваемых систем на различных уровнях с размерами разновозрастных кольцевых структур (литературные данные) на восточной и северной границах Амурского блока показаны на рис. 2.

Можно видеть, что размеры рассматриваемых структур обнаруживают подобие. Причем в одной кольцевой структуре могут обнаруживать-



Рис. 2. График соотношения размеров кольцевых структур Амурского блока и элементов систем А, В, С...

ся размеры, кратные размерам Амурской, Алданской и Охотской систем. Аналогичные соотношения наблюдаются и на Алданском щите для структур древнего заложения, таких, как, например, Кондерская.

Согласно закону соответствия, в определенных структурах локализуются определенные магматические и рудные формации. Действительно, например, тектонические структуры Соловьевского свода (Верхнее Приамурье) содержат элементы охотского и амурского типов, а структуры магматической колонны, в том числе и генерировавшие определенные типы оруденения, относятся к охотскому (Джалиндинский массив), алданскому (комплексы даек с золотоносными кварц-турмалиновой и кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциациями) и амурскому (комплексы даек с кварц-висмутин-халькопиритовой с теллуридами и кварц-полиметаллической ассоциациями) типам. При этом скорости распространения ГДП рассматриваемых структур обнаруживаются в спектрах Амурской, Алданской и Охотской систем. Аналогичные соотношения устанавливаются и на ряде других тектономагматических систем.

Сопоставление расчетных периодов собственного развития выделенных систем с хорошо известными датировками проявлений геологических событий (магматизма, метаморфизма, рудообразования) обнаруживает их значительные совпадения.

Схема взаимодействия и развития относительно автономных структур всего лишь имитирует геодинамический процесс, хотя может и соответствовать реальному сценарию. Не исключено, что относительно автономные Охотская, Алданская, Амурская структуры, возможно, являются геодинамически подобными элементами более крупных, например, океанских систем.

Согласно предварительным данным, с тремя типами выделенных структур коррелируют три группы пространств Солнечной системы, ограниченных орбитами планет: амурский тип – Луна, Меркурий, Юпитер, Уран, Плутон; охотский тип – Солнце (звезда), Венера, Марс, пояс астероидов, Земля; алданский тип – Сатурн, Нептун. Это указывает на возможность существования резонансных явлений развития космического и геологического пространства.

Таким образом, проведенное исследование показывает существование возможности решения поставленной задачи. Однако для ее окончательной реализации требуются дополнительные геотектонические, структурные, петрологические и другие исследования. Кроме того, для уменьшения степени неопределенности результатов моделирования необходима разработка методов учета трехмерности границ объектов и их миграции в пространстве–времени.

Литература

1. Хаин В.Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон // Геология руд. месторождений. 1962. № 4. С. 7–28.

2. Тишкин Б.М. Квантовая геодинамика – новая парадигма в геологии // Вестн. ДВО РАН. 1994. № 4. С. 91–102.
 3. Тишкин Б.М. Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 67–79.
 4. Тишкин Б.М. Геодинамическое подобие тектономагматических систем: Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. Наук. Хабаровск: ИГиГ, 1997. 30 с.
 5. Тишкин Б.М. Результаты моделирования пространственно-временных параметров в Солнечной системе в связи с геологическими процессами // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 208–211 (Материалы XXXII Тектонич. Совещ.; Т. 2).
 6. Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля–Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13–22.
 7. Давыдов А.В., Долгих Г.И. Применение лазерных деформографов в исследованиях моря // ТОИ (материалы. годич. сес. 1994). Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 126–136.
- Полякова А.М. Типы атмосферной циркуляции над северной частью Тихого океана и колебания климата // Там же. С. 98–105.

А.И.Трегуб¹

Блоки первого ранга в неотектонической структуре Воронежского массива

Неоструктурными элементами первого ранга Воронежского кристаллического массива (ВКМ) являются Смоленский, Среднерусский, Приволжский (относительно приподнятые) и разделяющие их Днепровско-Деснинский, Окско-Донской (относительно опущенные) мегаблоки. В рельефе им отвечают конформные морфоструктуры: Смоленско-Московская, Среднерусская, Приволжская возвышенности; Днепровско-Деснинская и Окско-Донская низменности. В аномальном гравитационном поле [1] первые три мегаблока отражаются отрицательными, а вторые два – положительными аномалиями.

Подошва литосферы [1] в пределах Смоленского мегаблока постепенно повышается в северо-западном направлении от 120 до 108 км; в области Днепровско-Деснинского занимает стабильное положение на уровне 120–125 км; Среднерусский мегаблок ассоциируется с асимметричным выступом астеносферы в интервале глубин от 122 до 115 км; Окско-Донскому и Приволжскому мегаблокам отвечает устойчивое погружение подошвы литосферы в северо-восточном направлении от 123 до 132 км.

В разрезе литосферы территории ВКМ выделены [2] четыре слоя: верхнекоровый, нижнекоровый, переходный и подкоровый. Для Смоленского и Днепровско-Деснинского мегаблоков характерна резкая граница между корой и мантией (переходный слой отсутствует); мощность коры колеблется от 42 до 45 км [3]. В пределах Среднерусского мегаб-

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

лока отмечена высокая изменчивость мощности коры от 35 до 45 км и типов ее разреза. В Окско-Донском и Приволжском мегаблоках мощность коры нарастает в восточном направлении от 43 до 50 км; между корой и мантией появляется переходный слой. Среднерусский мегаблок характеризуется повышенной сейсмоактивностью: здесь сосредоточены почти все известные для ВКМ эпицентры землетрясений.

По тепловым параметрам [1] Смоленский мегаблок является холодным (температура на глубине 1 км не превышает 20°C). В Днепровско-Деснинском она плавно меняется от 20 до 25°C, а в Среднерусском колеблется от 20 до 30°C. В Окско-Донском и Приволжском ее распределение мозаично изменяется от 30 до 50°. Современное состояние Смоленского мегаблока характеризуется слабым поднятием со скоростью 2 мм/год; Днепровско-Деснинского – погружением с той же скоростью; Среднерусского – неравномерными разнонаправленными вертикальными движениями; Окско-Донского – погружением со скоростью до 4 мм/год; Приволжского – поднятием южной и погружением северной частей [4].

По характеру СВК докембрийского фундамента [2] Днепровско-Деснинский и Приволжский мегаблоки представляют собой реликты раннеархейских континентов, Среднерусский обладает резко дифференцированной внутренней структурой, обусловленной широким распространением фрагментов позднеархейских зеленокаменных поясов и наложенных раннепротерозойских рифтовых зон; в пределах Окско-Донского мегаблока распространены реликты аккреционной призмы зоны субдукции раннего протерозоя. Вдоль границы Окско-Донского и Среднерусского мегаблоков – Лосевская шовная зона, фиксирующая область коллизионного и постколлизионного орогенеза. В СВК осадочного чехла мегаблоки различаются ассоциациями структурных этажей в вертикальном разрезе. Их границы образованы зонами разрывных нарушений, инфраструктура которых характеризуется равномерно-дисперсным и дискретно-дисперсным типами деструктивных полей, отражающими преимущественно пликативно-деструктивную стадию развития областей динамического влияния разломов фундамента. Для этих зон установлены сложные изменения во времени типов полей тектонических напряжений.

Литература

1. Геологический атлас России. Раздел 2: Геологическое строение и геофизическая характеристика недр. М.: Геокарт, 1996. 220 с.
2. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П. и др. Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997. №3. С. 21–30.
3. Надежка Л.И., Дубянский А.И., Тарков А.П. и др. Некоторые особенности глубинного строения Воронежского кристаллического массива // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Восточно-Европейская платформа. Киев: Наук. думка, 1989. С. 121–135.
4. Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1969. 164 с.

Геодинамические условия образования нового формационного типа благороднометалло- титаномагнетитовых руд Карелии

Раннепротерозойская интракратонная Онежская рифтогенная структура входит в состав зоны грабенных впадин Карельско-Лапландской рифтогенной системы [2]. Время заложения структуры соответствует образованию сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса (андезит-базальтовая формация, этап деструкции фундамента) и синхронно с формированием Бураковской поперечной раздвиговой зоны, контролирующей распространение ультрамафит-мафитовых интрузий (рисунок).

Радиологический возраст Бураковского расслоенного плутона – 2449±1,5 млн лет [4]. Этому периоду соответствует этап максимального растяжения рифта в связи с формированием сводового поднятия, сопровождающегося накоплением грубообломочных молассоподобных отложений. В постсариолийское время пульсационный характер режима растяжения обусловил цикличное многофазное развитие траппового магматизма и осадконакопления в условиях мелководных бассейнов. В ятулийский этап формируется прототрапповая толеит-базальтовая формация (вулканогенно-терригенно-карбонатная); а в людиковийский этап, последовательно – толеит-базальтовая (вулканогенно-кремнисто-карбонатно-углеродистая – заонежский надгоризонт) и пикрит-базальтовая (вулканогенно-терригенно-глинисто-углеродсодержащая – суйсарский надгоризонт) формации. Для стадии затухания (калевийский этап) характерен толеит-трахибазальтовый подтип трапповой формации.

Возрастная последовательность вулканогенных формаций носит антидромный характер. В целом, вулканогенно-осадочный тип разреза характеризуется преобладанием эффузивного и субвулканического комплексов. Их мощность, в современном эрозионном срезе, составляет в центральной части структуры 3 км, в западной – 2–2,5 км, в восточной – 0–0,5 км. Субвулканическая фация проявлена на всей площади Онежской структуры, со всеми фазами магматизма, но особенно интенсивно – в людиковийское время. Она представлена силлами габбро-долеритов, с дифференцированными разностями которых первоначально было установлено титаномагнетитовое, а впоследствии выявлено сопутствующее ему благороднометалльное (БМ) Au-Pt-Pd оруденение.

Рудоносные интрузии расположены на плечах рифтогенной структуры: на западном – Койкарско-Святнаволоцкая, на восточном – Пудожгорская. В современном эрозионном срезе Пудожгорская пластовая ин-

¹ Институт геологии (ИГ) Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

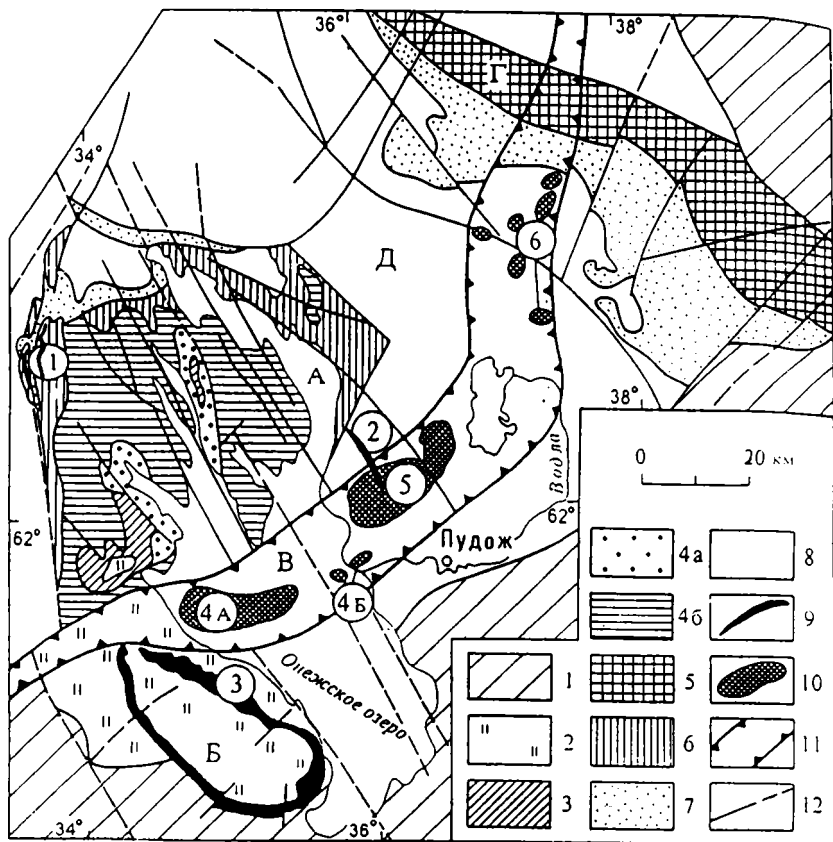


Схема геологического строения Онежской и Белозерской рифтогенных структур.
 Составлена на основе «Схемы магматических комплексов рифтогенных систем Карело-Кольского региона». ВСЕГЕИ, 1993 г., редакторы: А.Д.Щеглов, В.Н.Москалева; «Геологической карты Онежской структуры», КГСПЭ, 1988 г., авторы: Е.М.Михайлюк, А.И.Филимонов, с использованием материалов ИГ КНЦ РАН.

Рифейско-палеозойские отложения – 1. Вулканогенно-осадочные и осадочные отложения рифтогенного этапа. *Верхний карелий*: вепсийский надгоризонт – 2. *Нижний карелий*. Надгоризонты: калевийский – 3; людикийский – 4 (А – суйсарский, Б – заонежский горизонты); людикийский и ятулийский нерасчлененные – 5; ятулийский – 6; сариолийский и сумийский – 7. *Архей нерасчлененный (древняя платформа)* – 8. Интрузивные и субвулканические образования рифтогенного этапа. *Пластовые интрузии габбро-диоритов* – 9 (дифференцированные: Койкарско-Святнаволоцкая – 1; Пудожгорская – 2, недифференцированные: Ропручейская – 3). *Расчлененные интрузии перидотит-габбро-норитового комплекса* – 10: Петрозаводская – 4 (А – положительная гравитационная аномалия силы тяжести, Б – разрозненные выходы на островах и дайки в устье р.Водлы); Бураковская – 5; Монастырско-Шиддозерская группа – 6. *Поперечная Бураковская раздвиговая зона (В) и ее границы* – 11. *Тектонические нарушения* – 12. *Рифтогенные структуры*. Интракратонные: Онежская – А; Белозерская – Б; перикратонные: Ветренный Пояс – Г. *Водлозерский блок серых гнейсов (Водлозерское поднятие)* – Д

трузия выполняет трещины отрыва в архейских гранито-гнейсах и в плане имеет линейную дайкообразную форму, а Койкарско-Святнаволоцкая – залегает в смятой в пологие складки вулканогенно-осадочной толще ятулия на границе с жесткой архейской рамой (см. рисунок).

Рудоносные интрузии габбро-долеритов сформированы флюидонасыщенными высокожелезистыми (Fe_2O_3 – 21,0–21,9%) и высокотитанистыми (TiO_2 – 2,85–3,01%) расплавами, обогащенными V, Cu, S, Au, Pt, Pd и истощенными Ni, Co, Cr и Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,72$); характеризуются слабо выраженной тенденцией преобладания легких лантаноидов и в 2 раза более высоким содержанием суммы РЗЭ (187,6 г/т), чем толеитовые магмы. Обе пластовые залежи имеют одинаковую мощность (100–150 м) и дифференцированы на габбровую и диоритовую зоны, разделенные титаномагнетитовым горизонтом мощностью около 20 м [3]. Титаномагнетитовое оруденение имеет ликвационный генезис, руды средне- и густовкрапленные, в кристаллах титаномагнетита высокое содержание TiO_2 (15–16%) и V_2O_5 (0,9–1,3%). Благороднометалльная минерализация с ним совмещена и является существенно платиноидной, относится к малосульфидному типу. Концентрации БМ невелики и составляют в сумме 1–2 г/т, но запасы значительны и достигают по двум объектам около 500 т до глубины отработки 150–200 м [3]. Их абсолютный возраст 2050 ± 70 млн.лет [2].

Онежская проторифтовая структура является уникальной по масштабности концентраций углеводородов (залежи шунгитов) для PR_1 , что указывает на длительную интенсивную флюидную деятельность в лудиковийское время. К этому же периоду относится и внедрение субвулканических рудоносных интрузий – Пудожгорской и Койкарско-Святнаволоцкой, формирование которых связано с поступлением флюидизированных магм в борта структуры на границе с архейским фундаментом. Дифференциация и отщепление флюидонасыщенных высокожелезистых расплавов обусловлено особыми геодинамическими условиями – возникновением периодических режимов сжатия в бортах структуры, компенсирующих нагрузки этапов растяжения в ее центральных частях, что привело к временному пережиму подводящих каналов и приостановке поднимающихся мантийных выплавов в промежуточных камерах и их дифференциации. Широко проявленные в центральных частях рифта силлы габбро-долеритов не являются рудоносными.

Характерно, что уникальные платиноидные Cu-Ni интрузии Таймыро-Норильской провинции также внедряются только на плечах рифтов [1] и сформированы они флюидонасыщенными расплавами, обогащенными МПГ, Ni, Cu, Cr, S, F, Cl, H_2O , но обедненными Ti и углеводородами. Вышеуказанное геодинамическое положение (плечи рифта), видимо, является определяющим фактором в размещении рудоносных интрузий трапповой формации с благороднометалльной специализацией. Можно предположить, что именно в этой геодинамической позиции возникают

наиболее оптимальные условия для глубинной и внутрикоровой дифференциации мантийных выплавов, их насыщения летучими и долговременной подпитки флюидным потоком, несущим комплекс рудных элементов.

Наметившиеся закономерности позволяют сделать следующие выводы: потенциал трапповой формации на МПГ и Au не изучен и, видимо, очень высок; известные уникальные объекты Норильской группы являются не исключением, а, скорее, правилом; требуется проведение на геодинамической основе ревизии уже известных дифференцированных интрузий трапповой формации в различных регионах России; металлогенические прогнозы нуждаются в более углубленном изучении особенностей строения и механизма развития палеорифтов.

Литература

1. Додин Д.А., Коробейников А.Ф. Особенности размещения и генезиса крупных и уникальных месторождений платиновых металлов России // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб., 1998. С. 193–210.
2. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А.Д.Щеглова. СПб.: Недра, 1993. 244 с.
3. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Генезис комплексного благороднометалльного и титаномагнетитового оруденения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб, 1998. С. 282–292.
4. Koptev-Dvornikov E.V. Usage of the convective-cumulative model for simulation of the layered intrusions crystallization // Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Mid-continent Rift System (Field Conference and Symp. 1995 IGCP Project 336). Duluth, 1995. P. 85–86.

С.А.Тычков, И.Ю.Кулаков, Н.А.Бушенкова¹

Глубинная геодинамика Байкальской рифтовой зоны (сейсмотомография, численное моделирование)

По современным представлениям, мантийные процессы, наряду с силами на плитных границах, играют существенную роль в тектонической эволюции и магматизме внутриконтинентальных областей современного горообразования. Воздействие процессов в мантии на литосферу континентов и особенности кайнозойского магматизма рассматриваются на примере Байкальской рифтовой зоны, одной из наиболее хорошо изученной области внутриконтинентального рифтогенеза не только в России, но и во всем мире. В работе представлена модель современной динамики верхней мантии Байкальского рифта по данным сейсмической

¹ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

томографии и результатам численного моделирования процесса взаимодействия астеносферных потоков тепловой конвекции и плюма у подошвы гетерогенной по мощности континентальной литосферы.

Наряду с предложенными механизмами активного и пассивного рифтинга [1], в формировании структуры существенную роль могут играть мантийные флюиды, катализирующие фазовые переходы в коре [2] и контролирующие реологические свойства литосферной мантии. При пассивном рифтогенезе, они могут быть «спусковым крючком» для реализации тектонических напряжений в литосфере области, обусловленных вращением плит или процессами на активных границах. Подобная ситуация вполне приемлема для Байкала, поскольку рифтогенез здесь не сопровождался, как в других рифтах, массовым излиянием базальтов, являющихся индикатором аномального разогрева недр на литосферном уровне глубин. Поэтому в понижении прочности литосферы, необходимого для реализации тектонического растяжения, флюиды могли играть здесь определяющую роль. Способ транспортировки флюидов из недр является предметом оживленной дискуссии, однако можно предположить, что их появление связано с подъемом плюмов к подошве литосферы, а максимальный эффект флюидов на реологию литосферы можно ожидать в шовных, проницаемых зонах континентов.

Формирование Байкальского рифта является только одним из эпизодов тектономагматической активности Южной Сибири в мезозой-кайнозое. Одной из возможных причин столь длительной активности региона вдали от плитных границ может быть его гетерогенная утоненная литосфера, формирующая конвергентную структуру течения верхнемантийной конвекции на астеносферных глубинах. Как было показано в [3], подобная структура течения эффективно выносит плюмы, поднявшиеся к подошве древних платформ, в области складчатых поясов, их окружающих. Есть основания полагать, что 30–35 млн лет назад под литосферой южного борта Сибирской платформы появился верхнемантийный плюм.

Результаты численного моделирования показали, что на начальном этапе вещество плюма со скоростью 7 см/год было доставлено конвективным потоком на «астеносферной» глубине к правому краю участка с утоненной литосферой Байкальской рифтовой зоны (ловушки) за первые миллионы лет. Локальная конвективная ячейка в ловушке не допускала подъема вещества плюма вдоль борта кратона, т.е. непосредственно под ось Байкальского рифта. С течением времени под ловушкой происходило накапливание вещества плюма и через 20–25 млн лет это вещество поднялось к подошве утоненной литосферы. Следует отметить, что подъем происходил на расстоянии в 200 км от края древней платформы. Как известно, одним из главных индикаторов появления плюма у литосферы является базальтовый магматизм. Подъем вещества плюма на глубину менее чем 100 км с температурой $T > 1400^\circ\text{C}$ является достаточ-

ным условием для декомпрессионного плавления и формирования здесь мантийного очага базальтового магматизма.

В представленной модели этим условиям отвечает ситуация при $t=20\text{--}35$ млн лет (или 0–15 млн лет назад), когда вещество плюма, пройдя более 200 км по горизонтали, получило, наконец, возможность подняться на «критическую» глубину и сформировать магматический очаг базальтов Витима. Этот результат говорит о принципиально иной эволюции поднявшегося плюма под континентом по сравнению с ситуацией в океанах, где излияния базальтов практически всегда совпадают с местом подъема плюма. Базальтовый магматизм в Центральной Азии, как и в Европе [4], также тяготеет к областям с тонкой (<100 км) литосферой. Однако, как показало моделирование, плюмы на континентах, прежде чем сформировать очаги магматизма, могут быть перенесены астеносферными потоками конвекции вдоль подошвы литосферы на сотни километров.

Сопоставление температурного поля мантии в численной модели с данными о современной структуре недр, полученной сейсмотомографическими исследованиями, является важным независимым критерием проверки адекватности модели реальной обстановке в недрах. Из модели следует, что температурное поле под областью Байкальского рифта в интервале глубин 80–220 км состоит из относительно холодной аномалии в 1200°C в левой части поля и относительно горячей аномалии в 1400°C в его правой части. Обычно отношение dV_p/dT , используемое для оценки температуры T по скорости продольных сейсмических волн V_p в данной точке области, принимается равным -0,0005 км/сК [5]. В таком случае увеличение температуры на 160°C дает понижение скорости на один процент. Однако при температуре вещества мантии всего на 100–200°C ниже температуры солидуса (именно такую ситуацию мы имеем в ловушке) это отношение возрастает до величины -0,002 км/сК из-за субсолидусного механизма размягчения пород на сейсмических частотах [6]. Поэтому температурное различие в 200°C, которое присутствует на астеносферных глубинах в ловушке, дает ~5%-ные наблюдаемые вариации по скорости сейсмических волн.

Томографическая модель Байкальской зоны [7] показывает зону относительно высоких скоростей непосредственно под Байкалом в левой части ловушки и зону повышенных значений скорости в ее правой части, что соответствует тепловому полю.

Таким образом, можно сказать, что данная томографическая модель отражает структуру локальной конвективной ячейки в интервале глубин 80–250 км под участком утоненной литосферы северной половины Байкальской рифтовой зоны в районе Витимского базальтового плато. Совпадение структуры аномалий сейсмических скоростей и структуры конвективного течения численной модели особенно четко выражено на глубинах менее 250 км. В то же время, горизонтальный канал горячего вещества, питающего очаг магматизма плато Витим, в томографической

модели обнаруживается на глубине 300 км и только в виде небольшого залива отрицательной аномалии, который протягивается к оз. Байкал. Подобное различие в выраженности мантийных тепловых аномалий и течений в сейсмотомографической модели обусловлено тем, что горизонтальный поток горячего вещества, соединяющий голову плюма и очаги магматизма, находится уже не в режиме субсолидусных температур, что ведет к незначительному понижению скоростей сейсмических волн и более слабому проявлению данной аномалии в поле сейсмических скоростей.

Таким образом, результаты моделирования структуры течения верхней мантии в районе Байкальского рифта показали, что эволюция динамики недр определяется здесь сложным взаимодействием конвективных течений, неоднородностей континентальной литосферы по толщине и поднимающихся изолированных капель или струй горячего мантийного вещества – плюмов. При этом ситуация здесь принципиально отличается от той, которая существует в океанах, где место подъема плюма из недр соответствует проявлению базальтового магматизма на поверхности.

Литература

1. *Sengor A.M.C., Burke K.* Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications // *Geophys. Res. Lett.* 1978. V. 5. P. 419–421.
2. *Artushkov E.V., Letnikov F.A., Ruzhich V.V.* The mechanism of formation of the Baikal basin // *J. Geodynam.* 1990. V. 11. P. 277–291.
3. *Тычков С.А., Василевский А.Н., Рычкова Е.В.* Эволюция плюма под континентальной литосферой с резкими вариациями толщины // *Геология и геофизика.* 1999. Т. 40, №8. С. 1182–1196.
4. *Menzies M.A., Bodinier J.L.* Growth of the European lithospheric mantle-dependence of upper-mantle peridotite facies and chemical heterogeneity on tectonics and age // *Physics Earth Planet. Inter.* 1993. V. 79. P. 219–240.
5. *Duffy T.S., Anderson D.L.* Seismic velocities in mantle minerals and the mineralogy of the upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 1895–1912.
6. *Sato H., Sacks I., Murase T.* The use of the laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in low-velocity zone: Comparison with heat flow and electrical conductivity studies // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 5689–5704.
7. *Koulakov I.* Three-dimensional seismic structure of the upper mantle beneath the central part of the Eurasian continent // *Geophys. J. Inter.* 1998. V. 133. P. 467–489.

История геологического развития положительных структур в пределах Московской синеклизы

Современная структура Московской синеклизы возникла в результате неоднократных тектонических перестроек структурного плана Восточно-Европейской платформы в целом в течение длительного времени. Это привело к возникновению достаточно сложной структуры ее чехла. Данная работа основана на анализе большого количества опубликованной и фондовой информации, полученной многими авторами.

Как известно, рельеф кристаллического фундамента характеризуется сложным строением и высокой степенью расчлененности, в образовании которой ведущую роль играют разломы. В структуре Московской впадины выделяются три зоны авлакоенов: Среднерусская система, объединяющая Крестцовский и Солигаличский авлакоены, Подмосковский авлакоен и большая часть Пачелмского авлакоена. Последние разделены приподнятыми блоками фундамента – Нелидово-Торжокским поднятием, Тумско-Шатурским, Чучковским выступами.

В пределах территории Московской синеклизы в строении чехла выделены следующие положительные структуры: Сухоно-Солигаличский, Окско-Цнинский и Керенско-Чембарский мегавалы. Сухоно-Солигаличский мегавал расположен над погребенным Среднерусским авлакоеном, имеет северо-восточное простирание. По отложениям верхнего палеозоя общая протяженность его превышает 500 км, а ширина в различных частях изменяется от 20 до 50–70 км. В его состав входят следующие «валы» (с запада на восток): Рыбинский, Сухонский, Солигаличский, Дьяконовский, Любимский и Рослятинский. К востоку от последнего расположены Стрельновское и Старопочинокское поднятия. Всем им соответствуют одноименные структуры фундамента. Молоковский вал расположен над Крестцовским авлакоеном. Над Подмосковым авлакоеном развиты Обшинский (над Гжатским грабеном), Москворецкий, Кудиновский и Видновский валы. Обшинский вал выражен и в структуре кристаллического фундамента. Москворецкий вал расположен над зоной Павлово-Посадского разлома. В пределах Пачелмского авлакоена с севера на юг расположены системы Окско-Клязьминского, Окско-Цнинского валов и Керенско-Чембарских дислокаций.

Параллельно им на территории Токмовского свода Волго-Уральской антеклизы развиты поднятия Сурско-Мокшинской системы. Их соотношение со структурами фундамента следующее: Окско-Клязьминскому валу соответствует Непейцинский грабен, Окско-Цнинскому – Петровский и Сасовский грабены, Керенско-Чембарским поднятиям – система

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

структурных ступеней и выступов (Морсовского, Пачелмского и Широкопольского). Сурско-Мокшинским поднятиям соответствует приподнятый блок фундамента. Окско-Клязьминский вал имеет субмеридиональное простирание, к югу сменяющееся северо-западным и представляет собой полосу пологих поднятий общей протяженностью 170–180 км и шириной 10–30 км. Окско-Цнинский вал является как бы южным продолжением Окско-Клязьминского, простирание его северо-западное, длина 100–120 км, ширина 10–20 км. Керенско-Чембарская система дислокаций имеет общее простирание с северо-запада на юго-восток. Оси «валов», входящих в ее состав, часто извилисты в плане. Длина их до 50–70 км при ширине около 10 км. Над Каширско-Вернадовским бортовым разломом Пачелмского авлакогена расположен Зарайско-Бучальский вал северо-западного простирания, длиной около 100 км при ширине 10–15 км, амплитудой до 25–30 м. Протяжённость Сурско-Мокшинской системы поднятий более 160 км, ширина полосы около 15 км. Южный борт Московской синеклизы осложняет Труфаново-Павелецкий вал запад-северо-западного простирания, протяженностью 130 км, шириной 10–15 км.

Геологическую историю формирования «валов» можно, видимо, начинать с предвендского времени, когда возникло Рыбинско-Сухонское линейное поднятие северо-восточного простирания длиной около 500 км при ширине 50–60 км.

В любимское и решминское время венда могла иметь место вторая фаза роста Сухоно-Солигаличских дислокаций, что устанавливается по резкому сокращению мощности в сводовой части Рыбинско-Сухонского (Сухоно-Солигаличского) мегавала по сравнению с Угличско-Галичским прогибом любимских и решминских отложений. Также поздневендская инверсия устанавливается для Молоковского (Крестцовско-Молоковского) вала по несовпадению структурных планов по поверхности верхневендских отложений и по поверхности фундамента.

В предсреднекембрийское время осевая часть области Среднерусской системы авлакогенов испытала восходящие движения. Рубеж среднего и позднего ордовика соответствует очередной фазе роста Сухоно-Солигаличского мегавала.

В тиманское время частично регенерировал Среднерусский авлакоген.

С позднекизеловского до раннерадаевского времени существовали континентальные условия, возникшие в результате повсеместного поднятия территории. В это же время инверсию конседиментационного характера испытал Среднерусский авлакоген, что выражается в уменьшении мощностей, увеличении мелководности отложений, наличии мелких и локальных несогласий. Такую же, вероятно, инверсию испытала территория современных Сурско-Мокшинских дислокаций, что устанавливается по уменьшению мощностей верхнедевонских отложений в крутом крыле структур, в то время как тульские породы сохраняют постоянную мощность и литологический состав. В пределах центральных

районов платформы существовало Центральное поднятие, куда входил Окско-Цнинский вал, Токмовский свод и сопредельные территории

В северо-двинское время татарского века имела место перестройка структурного плана Московской синеклизы; зона максимального прогибания сместилась из ее центральной части в юго-восточную, отмечается рост Сухоно-Солигаличских дислокаций, а также северной части Окско-Цнинских поднятий. Косвенным указанием на формирование Окско-Цнинского и Керенско-Чембарского мегавалов может служить залегание юрских отложений на разновозрастных каменноугольных в пределах последнего.

Интересными представляются обстановки волжского века, характеризующегося общей тектонической нестабильностью. Доказанные подвижки для этого времени достоверно не известны, и, помимо этого, сложно отделить волжские отложения от берриасских. На конец волжского века можно предположить дальнейший рост Окско-Цнинского вала, исходя из следующих признаков: нижний подъярус повсеместно отсутствует, средний и верхний подъярусы распространены в пределах площади в разной степени, граница между ними согласная. А что касается строения верхневолжского подъяруса, то в пределах северо-западного замыкания северного склона Окско-Клязьминского вала оно несколько отлично от такового прилегающих территорий. В последних верхневолжские отложения представлены песчано-глинистой толщей, в то время как на Окско-Клязьминском валу они ложатся на кимериджские породы, и сложены в основном конгломератами. Мощность их здесь достигает 1 м. Также в пользу поздневолжской фазы можно трактовать размыв келловея в сводовых частях вала и горизонтальное залегание валанжинских отложений.

Сурско-Мокшинские и Керенско-Чембарские поднятия, вероятно, развивались синхронно. Предсантонское время деформаций устанавливается по отсутствию сантонских отложений в сводовых частях Сурско-Мокшинских дислокаций, они появляются на юго-западном крыле их и представлены породами только верхнего подъяруса. По мере удаления от них, появляется и нижний подъярус. В случае залегания сантона на альбе, в подошве первого выделяется горизонт переотложенных фосфоритов турона. Следующей выделена фаза для предкампанского времени, в которое восходящие движения испытывали Сурско-Мокшинские, Керенско-Чембарские и Окско-Цнинские поднятия. В пределах Сурско-Мокшинских поднятий кампан ложится с размывом на различные горизонты мела, а местами и на апт. На восточном склоне дислокаций он представлен мергелистой толщей, а на юго-западном – песчаной. На сводах он отсутствует, срезанный маастрихтской трансгрессией. В пределах Керенско-Чембарских дислокаций также меняются мощности и литологический состав отложений, взаимоотношения их с более древними отложениями такие же, как и на Сурско-Мокшинских дислокациях. Так, мощность уменьшается с 40 до 8–12 м от Пензо-Муромского

прогиба к сводам антиклиналей. Что касается состава пород, то в пределах поднятий это – пески с прослоями песчаников, на крыльях переходящие в однородные пески, а в области Пензо-Муромского прогиба появляются плотные опоки и глины.

Последняя фаза роста поднятий в мелу приходится на предмаастрихтское время. По-видимому, она была наиболее интенсивной. Маастрихтские отложения с размывом ложатся на более древние, срезая их. В присводовых частях Сурско-Мокшинских дислокаций они перекрывают альб. Мощность их уменьшается от крыльев к своду от 60 до 8–12 м, с изменением литологического состава от мелоподобных мергелей (на сводах) до глауконитовых песчаников. Такое же изменение мощностей отмечается и для Керенско-Чембарских дислокаций.

Нижнепалеоценово-нижнемиоценовый и среднемиоценово-верхнеплиоценовый структурные подкомплексы развиты на изолированных участках и представлены песчано-глинистой и глинисто-песчаной формациями, соответственно. Мощность первой до 20 м, второй – более 50 м.

Данных о развитии положительных структур в чехле в течение палеогена нет, хотя общий структурный план ненамного отличался от современного. По-видимому, какие-то напряжения проявили себя в миоцене, что устанавливается по глубокому врезанию ламкинских долин и проявлению разрывного нарушения в области Керенско-Чембарских дислокаций.

Четвертичный структурный подкомплекс в основном сплошным чехлом перекрывает подстилающие образования Московской синеклизы. В строении этого подкомплекса участвует обломочно-терригенная формация, сложенная преимущественно ледниковыми образованиями.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ и гранта ИНТАС (№97-0743).

Н.И.Филатова, В.С.Вишневская¹

Роль тектонической дисперсии при формировании периокеанических орогенических поясов

На примере восточной части (Корякско-Анадырский регион) средне-мелового аккреционно-коллизийного орогенического пояса северо-запада Тихоокеанского кольца показан характер распределения составляющих его террейнов. Обычно эта территория рассматривается как мозаика сменяющих друг друга по латерали крупных, различающихся тектонической историей террейнов, нередко с ненарушенными стратиграфическим разрезом и латеральными соотношениями палеоструктур [11, 14 и др.].

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

Результаты наших работ свидетельствуют об определяющей роли интенсивной тектонической фрагментации террейнов и площадной дисперсии этих фрагментов при формировании аккреционно-коллизонного пояса по обрамлению палео-Пацифика. В пределах рассматриваемого региона среднемеловой орогенический пояс (на севере перекрытый вулканитами Охотско-Чукотского пояса, а на юге граничащий с Укэлатской зоной верхнемеловых турбидитов) имеет покровно-надвиговое строение и образован аллохтонными комплексами палеозоя-неокома. Эти комплексы совместно с альбскими-сенонскими отложениями промежуточного неоавтохтона осложнены молодыми чешуйчато-надвиговыми и сдвиговыми дислокациями.

В результате геологический облик Корякско-Анадырского региона определяется сочетанием ограниченных разломами блоков аллохтонных комплексов и разделяющих их площадей дислоцированного промежуточного неоавтохтона. Указанные блоки (нередко интерпретируемые в качестве самостоятельных террейнов) включают мощные деформированные пакеты тектонических пластин и чешуй – тектонически смещенных фрагментов террейнов различного генезиса. Синтез (на основе радиоляриевых, геохимического и других методов) этих тектонических фрагментов установил здесь присутствие разнородных террейнов широкого возрастного диапазона [3, 4, 12]. Кроме разновозрастных и гетерогенных плагиогранитных и базит-гипербазитовых комплексов [5, 6], выявлены террейны триасовых островных дуг (вулканогенный комплекс) и окраинных морей (кремне-карбонатно-терригенный комплекс), ранне-среднеюрских океанических островов (яшмо-щелочно-базальтовый комплекс) и океанических котловин (яшмо-кремниевый комплекс).

Судя по сообществам радиолярий, триасовые комплексы накапливались в тетической провинции, тогда как юрские на разных палеоширотах – приэкваториальных, северо-тетических и южно-бореальных. Наиболее широко здесь распространены террейны позднебайос-готеривских структур – окраинно-морских бассейнов, включая зоны спрединга (туффито-яшмо-базальтовый комплекс), сегментированных островных дуг (бониниты, толеиты), срединно-океанических хребтов (базальты типа N- и E-MORB), абиссальных котловин и внутриокеанических поднятий (яшмовый и карбонатно-яшмовый комплексы), а также океанических островов с внутриплитным магматизмом. Позднебайосские–готеривские системы островных дуг и окраинных морей формировались в умеренно высоких широтах (вплоть до южно-бореальных), тогда как синхронные океанические комплексы принадлежат приэкваториальным и тетическим провинциям. Мезозойские террейны дополняются террейнами палеозойских структур.

Фрагменты пречисленных террейнов рассеяны в пределах орогенического пояса; различные их комбинации составляют мощные тектоностратиграфические разрезы [3, 12]. Так, в северной фронтальной части пояса тектонически смещены юрско-готеривские окраинно-морский и

Удско-Мургальский островодужный комплексы. Южнее (Усть-Бельские горы и междуречье Алган-Анадырь) с пластинами базит-гипербазитовых, палеозойских, триасовых и ниже-среднеюрских океанических и островодужных образований чередуются фрагменты среднеюрских–готеривских океанических, окраинноморских и островодужных комплексов различных палеоширот. Далее на юг, в междуречье Койвэрэлан–Научирынай–Чирынай с пластинами вышеуказанных комплексов совмещены фрагменты юрско-мелового комплекса океанических островов, а также триасовых и ниже-среднеюрских комплексов островных дуг, абиссальных котловин и океанических островов тетических и бореальных провинций. На крайнем юге среднемелового орогенического пояса, в бассейне р. Пикасваям, в разрезе тектонически чередуются пластины террейнов разного возраста (от перми до готерива) и различных обстановок формирования.

Совмещение в пакетах тектонических пластин образований различных палеоширот показывает необходимость палинспастических реконструкций для выявления истинного положения границ между доальбскими бореальными и тетическими сообществами фауны. Полученные данные подтверждают высокую степень тектонической дисперсии фрагментов однотипных террейнов в пределах орогенического пояса.

Другая особенность рассматриваемого региона – совмещение в тектоностратиграфических разрезах пластин террейнов различного возраста обстановок (включая климатические) первичного формирования, что установлено и в смежных регионах [1, 2, 6, 8–10]. Эти особенности среднемелового орогенического пояса свидетельствуют о его формировании в условиях экстраординарного сжатия. Значительная интенсивность среднемеловых перикокеанических аккреционно-коллизийных процессов была обусловлена реорганизацией литосферных плит и глобальным импульсом ускоренного спрединга в интервале 125–100 млн. лет [13 и др.], который вызвал поступление из внутренних частей палео-Пацифика многочисленных террейнов различной природы и их приконтинентальную аккрецию в режиме сильнейшего сжатия [7].

Стрессовый режим в перикокеанической области обусловил тектоническое расщепление террейнов, их дисперсию и тектоническое перемещение фрагментов в формировавшихся покровно-надвиговых структурах аккреционно-коллизийного пояса. Усложнению строения последнего и дальнейшей дисперсии слагающих его террейнов способствовали последующие эпизоды тектогенеза (включая кампан-маастрихтский и среднеэоценовый), вовлекших в дислокации и альбские–верхнемеловые породы промежуточного неавтохтона [12]. Верхним неавтохтоном, «запечатавшим» все эти структуры, явился эоцен-олигоценый Западно-Камчатско-Корякский магматический пояс.

Литература

1. Алексеев Э.С. Куолюский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. №1. С. 105–120.
2. Вишневецкая В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е. Новые данные о возрасте и корреляция вулканогенно-кремнистых комплексов северо-западного побережья Охотского моря // ДАН. 1998. Т. 359, №1. С. 66–69.
3. Вишневецкая В.С., Филатова Н.И. Обстановки формирования среднемезойских комплексов Анадырско-Корякского региона // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. №1. С. 29–49.
4. Злобин С.К., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. и др. Происхождение верхнеюрских–неокомских вулканогенных образований северной части Корякско-Камчатской области // Тихоокеан. геология. 1991. №3. С. 76–87.
5. Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 101 с.
6. Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А. и др. Элементы вещественной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. №1. С. 47–62.
7. Филатова Н.И. Эволюция активных континентальных окраин в раннем и среднем мелу // Геотектоника. 1996. №2. С. 74–89.
8. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В. и др. Ганычаланский терреин Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1992. №4. С. 82–93.
9. Ханчук А.И., Григорьев В.В., Говоров Г.И. и др. Куолюский офиолитовый терреин Владивосток: ДВГИ АН СССР, 1990. 108с.
10. Чехов А.Д., Паланджян С.А. К тектонике офиолитов полуострова Тайгонос // Тихоокеан. геология. 1994. №6. С. 25–32.
11. Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D.L., Cox A. Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes // Science. 1981. V.213, №1. P. 47–54.
12. Filatova N.I., Vishnevskaya V.S. Radiolarian stratigraphy and origin of the Mesozoic terranes of the continental framework of the northwestern Pacific // Tectonophysics. 1997. V. 269, № 1–2. P. 131–150.
13. Larson R.L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991. V. 19, №3. P. 547–550.
14. Stavsky A.P., Chekhovitch V.D., Kononov M.V., Zonenshain L.P. Plate tectonics and palinspastic reconstructions of Anadyr-Koryak region Northeast USSR // Tectonics. 1990. V. 9, №1. P. 81–101.

А.И.Ханчук¹

Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России

В последние годы становится все более очевидным, что взаимодействие литосферных плит вдоль северо-восточной окраины Азии в определенные периоды времени имело трансформный характер, аналогичный современному взаимодействию плит вдоль западной окраины Северной Америки [3, 5]. Трансформный характер взаимодействия плит на западе Северной Америки обусловлен косою субдукцией спредингового хребта

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

под континентальную окраину. В результате, субдукция океанической плиты трансформируется в ее латеральное скольжение, спрединговый хребет погружается под континентальную окраину, раскалывает ее на блоки, которые по сдвигам перемещаются на север.

Геофизические исследования в Северной Америке [6] показывают, что прекращение субдукции привело к разрушению пластины субдуцированной литосферы. На ее изгибе и вдоль трансформных разломов возникли разрывы, в которые проникло астеносферное вещество. Разрыв в пластине субдуцированной литосферы под Северной Америкой получил название *slab window*. Я предлагаю закрепить в русскоязычной литературе за этим понятием «английскую кальку» – слэб-виндоу. Этот термин также может быть использован в описании отрыва пластины субдуцированной литосферы под зонами коллизии [4].

Раннемеловая трансформная континентальная окраина реконструирована в Сихотэ-Алине. Здесь вдоль окраины Амурского палеозойского континентального супертеррейна с запада на восток выделяются террейны юрской аккреционной призмы и террейн раннемелового турбитового бассейна, который фиксирует переход от субдукции к скольжению океанической плиты на север вдоль континентальной окраины. В основании турбидитового бассейна вскрываются позднеюрские спрединговые базальты.

На первом этапе, в допозднеготеривское время, преобладала обстановка растяжения. На континентальном склоне и у его подножия накапливались преимущественно глинистые толщи, формировались ультрамафит-мафитовые щелочные магматические комплексы.

На втором (готерив-сеноманском) этапе зоны сжатия и растяжения чередовались во времени и пространстве. Произошла резкая активизация движений по системе окраинно-континентальных левосторонних сдвигов, на континентальном склоне начали накапливаться песчаные и флишеидные толщи.

Центральный Сихотэ-Алинский разлом и его продолжение в Японии (разломы Танакура и Медианный) унаследовали границу литосферных плит и напоминали современный разлом Сан-Андреас в Калифорнии. Террейны юрско-раннемеловой аккреционной призмы и раннемеловой островной дуги, расположенные первоначально далеко на юге, переместились на север на расстояние около 1000 км и в альбе были прижаты сдвигами к континентальной окраине. К западу от Центрального разлома, вдоль границы с Амурским континентом, произошла трансляция на север юрской аккреционной призмы на расстояние около 700 км. Сдвиги расщелили край Амурского континента и переместили отдельные его блоки в северном направлении, обусловив характерную «зубчатую» форму восточной границы. Готерив-сеноманские левосторонние сдвиговые трансляции сформировали гигантскую S-образную структуру Сихотэ-Алиня и были причиной формирования гранитно-метаморфического слоя коры. С готерив-сеноманским этапом развития трансформной кон-

тинентальной окраины Сихотэ-Алиня связано формирование синсдвиговых гранитоидных плутонов и вулканоплутонических комплексов бимодального, с преобладанием риолитов, типа (Хингано-Охотский и другие пояса), а также синсдвиговых осадочных бассейнов растяжения и сжатия на континентальной окраине.

Гранитоидные плутоны имеют «пестрые» геохимические характеристики. В эпикоеанических террейнах аккреционных призм и турбидитового бассейна формировались ильменитовые и магнетитовые серии гранитов, на окраине Амурского континента – только магнетитовые. К крупным сдвигам в эпикоеанических террейнах приурочены плутоны литий-фтористых гранитов с признаками базальтоидного начала.

По аналогии с раннемеловой обстановкой Сихотэ-Алиня, палеогеодинамический анализ взаимодействия литосферных границ указывает на юрско-раннемеловую обстановку трансформной континентальной окраины на юге и к северо-востоку от Северо-Азиатского кратона; палеоцен-эоценовую – вдоль Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса и палеоген-миоценовую – вдоль Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса палеограницы континент–океан.

Трансформная граница плит в позднеэоцен-четвертичное время существовала и вдоль Курило-Камчатской вулканической дуги. В каждой из вышеперечисленных обстановок главным геодинамическим событием была косая субдукция спредингового хребта, а тектоническим – синсдвиговая коллизия террейнов с континентальными окраинами. Например, Олюторско-Камчатская позднеэоценовая островная дуга в эоцене была прижата левыми сдвигами к континентальной окраине вдоль Укэлятской трансформной континентальной окраины, а Камчатско-Кроноцко-Шипунская палеогеновая островная дуга в неогене – к Тюшевской трансформной окраине.

Над многочисленными слэб-виндоу континентальных трансформных окраин Востока России сформировались вулканоплутонические постройки в морфоструктурных депрессиях. Характерная последовательность магматизма над слэб-виндоу: крупнообъемные массы калиевых игнимбритов (риолитов), которые, вероятно, вызваны плавлением литосферы над астеносферным диапиром, затем бимодальные и базальтовые серии, производные собственно астеносферного диапира.

Ранее вулканические комплексы мезозой-кайнозойских выделяемых трансформных континентальных окраин Востока России уже квалифицировались как не субдукционные, а рифтогенные (синсдвиговые) или внутриплитные. Состав базальтов над слэб-виндоу варьировал во времени от известково-щелочного до внутриплитного. Отсутствие в них ниобиевого минимума на спайдерграммах резко отличает их от надсубдукционных базальтов. Типоморфными для трансформных окраин являются высокоглиноземистые базальты. Для них характерны высокие содержания щелочей, особенно калия, и большинства некогерентных

элементов (Pb, Sr, Ba, Zr, Th, U), а также высокие значения K/Na, Ni/Co, LREE/HREE и LILE/HFSE, но низкие K/Rb отношения.

Высокомагнезиальный состав низкокальциевых пироксенов свидетельствует о более высоких температурах кристаллизации, а высокие значения отношений Ti/V, Ba/La, Nb/La и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{S}$, при сравнительно низком $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, дают основание предполагать иной состав магматического источника по сравнению с типично субдукционными базальтами. Внутриплитовый тип базальтов мезозой-кайнозойских трансформных границ Восточной России отличается обогащенностью так называемыми субдукционными компонентами и характеризуется относительно высокими содержаниями глинозема, крупноионных литофилов (Rb, Ba, Sr), а в некоторых случаях – деплетированностью в отношении высокозарядных катионов (Ta, Nb). Кроме того, в этих случаях они связаны многочисленными переходами с высокоглиноземистыми магмами начального этапа вулканизма трансформной окраины [1, 2]. Чередование во времени и пространстве субдукционных и трансформных континентальных окраин обусловило террейновую структуру мезозой-кайнозойских складчатых поясов вокруг Тихого океана.

Крупномасштабные перемещения по сдвигам вдоль трансформных континентальных окраин привели к фрагментации аккреционных призм и островных дуг, их дуплексированию вдоль транспрессионных зон и, в конечном итоге, наращиванию континентов за счет преобразования эпиконтинентальных структур. Деструкция континентальной окраины Азии и образование Японского и Охотского морей также были связаны с периодами трансформного взаимодействия литосферных плит, а океаническая кора в окраинных морях формировалась над слэб-виндоу.

Литература

1. *Вольнец О.Н.* Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 67 с.
2. *Мартынов Ю.А.* Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: Петрология и геодинамика // Петрология. 1999. Т. 7, № 1. С. 58–78.
3. *Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И.* Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга Российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геология. 1998. № 3. С. 3–13.
4. *Тычков С.А., Владимиров А.Г.* Модель отрыва субдуцированной океанической литосферы в зоне Индо-Евразийской коллизии // ДАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 238–241.
5. *Ханчук А.И., Иванов В.В.* Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
6. *Benz N.M., Zandt C., Oppenheimer D.H.* Lithospheric structure of Northern California from teleseismic images of the upper mantle // Journal of Geophysical Research. 1992. V. 97, N B4. P. 4791-4807.

Тектоника дна Охотского моря

Охотоморский регион занимает одноименный сектор Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану, представляющей собой гигантскую "шовную" (межблоковую) структуру глобального уровня и область интенсивной разрядки глубинной энергии, активной позднемезозойско-кайнозойской и современной геодинамики. Структурно-динамическая организация геологической среды региона, являющаяся следствием активных тектонических процессов, контролируется блоковой делимостью литосферы и реализуется в виде тектонических систем различного ранга.

Характер и направленность геодинамических процессов, приведших к обособлению тектонических систем, и геологическая природа последних зависят от занимаемой тектонической позиции соответствующих структурных элементов. тектонической позиции. Крупнейшим структурным элементом региона является Охотоморская плита, отделенная от соседних геоблоков (Амурского и Беринговоморского) граничными Хоккайдо-Сахалинской и Корьякско-Камчатской аккреционными системами. На севере и на юге деструктивные окраины плиты контактируют с мезозойскими Кони-Тайгоносской аккреционной, Удским и Охотско-Чукотским постаккреционными системами.

Охотоморская плита представляет собой крупную литосферную тектоническую систему, состоящую из мезозойских террейнов, окончательно оформившуюся в позднемеловое время и перекрытую, большей частью, чехлом кайнозойских осадков. Плита в докайнозойское время состояла из четырех субширотных супертеррейнов: доверхнеюрского Северо-Охотоморского, позднеюрско-раннемелового Центрально-Охотоморского (Охотский свод), ранне-среднемелового, состоящего из Океанологического и Академического террейнов, и позднемелового Южно-Охотоморского. Разделены они погребенными под кайнозоидами коллизионными сутурами, маркируемыми по интенсивным линейным магнитным аномалиям.

По аналогии с сахалинскими и камчатскими офиолитовыми швами можно предположить, что офиолитовые сутуры Охотоморской плиты представлены интенсивно дислоцированными телами серпентинитового меланжа, что имеет немаловажное значение в нефтегазоносном отношении. Кайнозойская рифтогенная деструкция привела к дезинтеграции, разрушению отдельных сегментов Охотоморской плиты. В пределах деструктивных окраин плиты, в зонах разупрочнения литосферы, контролируемых внутриплитными швами и разломами различного уровня проникновения в тектоносферу (верхнекоровыми, нижнекоровыми, лито-

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва, Россия

сферными), возникали рифтогенные прогибы, грабены, субокеанические трого и котловины, системы присдвиговых впадин и поднятий.

На месте Северо-Охотоморского позднепалеозойско-раннемезозойско-го супертеррейна, перекрытого отложениями средне-поздне мелового терригенного прогиба, в палеоцене–эоцене в результате листрического раскалывания земной коры формируется сеть грабенов, превратившаяся в олигоцене в Северо-Охотскую рифтовую зону. На перифериях зоны формируется сеть односторонних грабенов, ограниченных листрическими разломами и образующих Шантарский (на западе зоны) и Пьягинский (на востоке зоны) грабены. В центральной части зоны (Кухтуйский и Магаданский прогибы) образуются небольшие по размерам, но очень глубокие грабены, разделенные узкими горстами. В зоне действия Челомджа-Ямского мегасдвига, проходящего вдоль побережья Охотского моря в пределах мезозойских аккреционных систем, сформирована сеть неглубоких континентальных рифтогенных грабенов, образующих Гижигинский осадочный бассейн. Одновременно рифтовые процессы охватили северо-восточную часть Центрально-Охотоморского позднеюрско-раннемелового супертеррейна, где в палеоцене–эоцене листрическое раскалывание континентальной коры по северо-западным литосферным и нижнекоровым разломам привело к формированию Тинровского рифтогенного прогиба.

В олигоцене перпендикулярно к нему вдоль Южно-Магаданского и Шелиховского швов заложился глубокий трог Шелиховского грабена. Интенсивная рифтогенная переработка континентальной коры и литосферы в течение кайнозоя, сократившая их мощности, соответственно, до 19–25 км и 50–80 км, привела к обособлению Тинровской деструкционной системы (рифтовой зоны), объединившей одноименную субокеаническую котловину, Шелиховский грабен с резко редуцированной верхней корой и «остывшие» в поздекайнозойское время Пьягинский грабен и Магаданский прогиб. Шантарский грабен и Кухтуйский прогиб образуют Шантарскую деструкционную систему (рифтогенную зону), отделенную от Тинровской Лисянским литосферным разломом. Значительная часть Центрально-Охотоморского супертеррейна, сохранившаяся от деструкции в виде одноименного поднятия (Охотского свода) – блока литосферы с мощностью более 100 км и континентальной корой, характеризуется развитием маломощного (до 1–2 км) малодислоцированного чехла поздекайнозойских отложений.

На юго-западной окраине Охотоморской плиты на месте поздне мелового Дерюгинского рифтогенного прогиба, выделенного Н.А.Богдановым [1987] и подтвержденного сейсморазведочными исследованиями последних лет, в палеоцене и эоцене листрическое раскалывание коры привело к формированию вдоль Западно-Дерюгинского, Пограничного и Вальшинского швов сети субмеридиональных односторонних грабенов, явившихся основой будущих кайнозойских Дерюгинской, Пограничной и Южно-Охотской деструкционных систем. В олигоцене начи-

нают развиваться перпендикулярно этим прогибам в блоке между Кашеваровским и Центрально-Охотским швами Восточно-Дерюгинская грабеновая сеть и на месте позднемелового Южно-Охотоморского супертеррейна трогги восточной части Южно-Охотской котловины. Блочные границы этих рифтогенных структур совпадают с литосферными флексурами. Уровень кайнозойской рифтогенной переработки коры в них настолько высок, что в их пределах, а также в пределах Дерюгинского прогиба и западной части Южно-Охотской котловины мощности субокеанической коры и литосферы сокращаются, соответственно, до 7–19 км и 20–30 км. Лишь в пределах Пограничного прогиба в конце кайнозойского уровня деструкции резко снизился, сменившись режимом пострифтового оседания.

На месте ранне-среднемелового супертеррейна, ограниченного Центрально-Охотским и Южно-Охотским литосферными разломами, деструктивные процессы проявились в значительно меньшей мере и привели к формированию Океанологической и Академической систем присдвиговых грабенов и горстов, развитых вдоль мегасдвигов (палеотрансформных разломов). Наиболее глубокими из них являются грабены Макарова и Кольский, приуроченные к зоне Океанологического разлома и находящиеся в пределах литосферной флексуры, погружающейся в сторону Академического блока. Последний, состоящий из Большерецкого, Академии Наук СССР, Полевого поднятий и небольших грабенов, разделяющих их, образует «жесткий» литосферный мост, мощностью в 80 км, между Сахалином и Камчаткой.

Хоккайдо-Сахалинская аккреционная система, представляющая собой крупнейшую «шовную» (межблоковую) структуру на границе Амурской и Охотоморской плит, характеризуется активной позднемезозойско-кайнозойской и современной геодинамикой, включает в себя присдвиговые складчатые сооружения Сахалина, Хоккайдо и западной части Охотского моря, развитые вдоль Срединно-Сахалинского (Западно-Охотского) мегасдвига.

Декстральный транспрессивный позднекайнозойский режим, сформировавший их, определил основные особенности их строения. На Сахалине вдоль мегасдвига аккреционная тектоника создала ряд мезозойских террейнов (Сусунайский метаморфический, Тонино-Анивский, Восточно-Сахалинский, Восточно-Шмидтовский), позднемеловую надвиговую тектоническую пластину (Западно-Сахалинская), сеть кайнозойских складчатых форм, осложняющих Северо-Сахалинский, залива Терпения, Анивский, Западно-Сахалинский, Исикари прогибы. В пределах прогибов транспрессивный режим на месте рифтовых грабенов, литострических разломов сформировал складки сдвигов и надвигов. Надвиговые системы, как выяснилось при геолого-разведочных работах в последние годы, имеют на Сахалине широкое распространение. Перемещения по надвигам (взбросо-надвигам) измеряются сотнями метров, реже первыми километрами (Хоккайдо-Сахалинский, Центрально-Саха-

линский разломы). Структурообразующую роль играет, в основном, декстральный тектогенез в зоне Срединно-Сахалинского мегасдвига.

Формирование Корьякско-Камчатской, как и Хоккайдо-Сахалинской, позднекайнозойской аккреционной системы происходило, судя по имеющейся на последнее время геолого-геофизической информации, по похожему сценарию. Характер геологических событий в Западно-Камчатском сегменте системы в позднем мезозое и кайнозое определялся тектоническими движениями в зоне Западно-Камчатского и Вывенского (Ватынгско-Лесновского) литосферных швов-мегасдвигов. Разлом разделял в позднем мелу континентальный и океанические блоки Камчатки [Шапино, 1995], фиксировал границу между Охотоморским и Берингоморским геоблоками. Транстенсионный декстральный тектогенез в зоне мегасдвига контролировал характер раннекайнозойских деструктивных процессов в пределах Западно-Камчатского бассейна. Оперяющие мегасдвиг листрические разломы расчленили бассейн на сеть присдвиговых грабенов и горстов. Сменивший его в конце плиоцена транспрессивный режим в зоне литосферного шва формирует на месте раннекайнозойских структур растяжения линейные группы антиклинальных и синклинальных форм, образующих надвиговые и сдвиговые складчатые зоны.

Таким образом, структурные элементы Охотоморского региона в зависимости от их тектонической позиции образуют тектонические системы с разнонаправленным развитием геологических процессов, приведших к формированию складчатых, складчато-надвиговых комплексов кайнозойских аккреционных систем в пределах граничных областей между литосферными плитами и деструктивных окраин Охотоморской плиты в виде субокеанических трогов, котловин и рифтогенных прогибов различного строения. На мало редуцированной части Охотоморской плиты формируются системы присдвиговых впадин и поднятий небольшой интенсивности.

**Т.Н.Хераскова¹, ✦Ю.Е.Дмитровская²,
Н.А.Кагарманян², Н.К.Андреева²**

Отражение тектонических движений фундамента Восточно-Европейской платформы в отложениях чехла Московской синеклизы

Московская синеклиза расположена над зонами крупных линейamentов, трансирующихся рифейскими авлакогенами и разделяющих мегаб-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² ФГУП НПЦ "Недра", Ярославль, Россия

локи фундамента: Фенноскандинавский, Волго-Уральский и Сарматский [4]. Предлагаемая работа является результатом исследования относительных перемещений этих крупных блоков, а также движений по более мелким разломам фундамента на основании анализа площадей распространения, фаций, мощностей и сохранности отложений палеозойских эпиконтинентальных бассейнов Московской синеклизы. Не менее важной представлялась задача выяснения других причин структурных перестроек внутри Московской синеклизы.

На основании комплексного изучения отложений конца венда и кембрия составлена серия структурно-фациальных схем и показано, что внутренняя структура, рельеф и распределение фаций в бассейнах этого времени контролировались относительными перемещениями Фенноскандинавского и Волго-Уральского мегаблоков, движениями по разломам, ограничивающим рифейские авлакогены, а также вдоль Полоцкого и Рыбинского поперечных разломов. Причем на рубеже венда и кембрия вдоль Рыбинского разлома проявились правосторонние сдвиговые смещения, возможно свидетельствующие о вращении Фенноскандинавского мегаблока во время раскрытия палеоокеана Япетус.

Проливиобразный характер бассейнов был унаследован от рифтовой структуры рифейского времени (Оршано-Крестцовского и Среднерусского авлакогенов). Общий наклон оси погружения бассейнов имел юго-западное направление (современные координаты). Интенсивность и время трансгрессий контролировались структурными преобразованиями в каледонских палеоокеанах. Снос обломочного материала происходил в основном со стороны различных сегментов Фенноскандинавского блока и области позднекембрийской складчатости на северо-востоке платформы. Лишь на рубеже венда и кембрия отчетливо проявлялся снос со стороны Волго-Уральского мегаблока. Позднее он был затоплен или отличался низким рельефом из-за общего погружения. Это говорит о высоком стоянии Фенноскандинавского блока и относительном его воздымании по отношению к Волго-Уральскому блоку в течение кембрия [2].

По результатам изучения верхнекембрийско-ордовикских отложений составлены структурно-фациальные схемы для позднекембрийско-раннетремадокской, поздетремадокской, раннеаренигской, позднеаренигско-лланвирнской эпох [1]. Показано, что внутренняя структура, рельеф бассейнов контролировались клавишными движениями мелких блоков внутри Фенноскандинавского и Волго-Уральского мегаблоков, особенно вдоль разломов, ограничивающих рифейские авлакогены, и вдоль Полоцкого и Рыбинского разломов. На рубеже кембрия и ордовика вновь проявились правосдвиговые смещения вдоль Рыбинского разлома, приведшие к воздыманию Новгородского массива Фенноскандинавского мегаблока, крупной структурной перестройке и изменению общего наклона бассейнов с юго-западного на северо-восточное (в сторону раскрывающегося Уральского палеоокеана) (современные координаты).

Области преимущественных долгоживущих поднятий в течение раннего палеозоя приурочены к архейско-раннепротерозойским ядрам фундамента. Наибольшее значение имели Карельский, Новгородский массивы Фенноскандинавского мегаблока, а также Окско-Волжский и Неллидово-Торжокский своды Волго-Уральского мегаблока. Возможно, это свидетельствует о постепенном росте гранито-гнейсовых куполов в фундаменте платформы. Наиболее интенсивно этот процесс проявлялся на рубеже венда и кембрия, в конце кембрия, в конце тремадока – начале ариенига.

Силурийские и раннедевонские движения практически невозможно восстановить из-за слабой сохранности отложений этого возраста. Они были почти полностью размыты во время крупной структурной перестройки синеклизы в начале среднего девона.

Сбор и обработка материалов о особенностях строения девонских отложений позволили составить структурно-фациальные схемы только для северо-восточной части Московской синеклизы, эйфельского, живетского, ранне-среднефранского, позднефранского, раннефаменского, средне-позднефаменского этапов ее развития.

В эйфеле рельеф бассейна определялся прогибанием, возможно, растяжением в зонах рифейских авлакогенов – Оршано-Крестцовского, Среднерусского, Московского и Вятского. Повышенная дегазация вдоль разломов, ограничивающих авлакогены, по всей вероятности, способствовала развитию соленосных отложений. Наиболее приподнятое положение занимал Котельничский свод Волго-Уральского мегаблока, подвергавшийся в этот период времени размыву.

В живете, во время тельбесской орогении, произошла крупная структурная перестройка синеклизы. Преобладала терригенная седиментация, характерны резкие, нередко контрастные колебания мощности отложений, свидетельствующие об активных тектонических движениях. Анализ изменения мощностей позволил установить изменения структурного плана северо-восточной части Московской синеклизы по сравнению с эйфельским веком.

В живете сформировались уступы вдоль Вологодского и Тотьминского разломов. Унаследованно, но более интенсивно и контрастно погружался грабен Среднерусского авлакогена. Однако эти явления практически не затронули Крестцовский авлакоген. Из этого следует, что опускания в Среднерусском авлакогене связаны не с общим растяжением тела платформы, а с дифференцированными движениями сдвигового характера вдоль разломов, ограничивающих авлакогены, и вдоль Рыбинской зоны поперечных разломов. При этом возникали как зоны растяжения, так и сжатия. В пользу этой точки зрения говорит и формирование поперечного поднятия вдоль западного крыла Рыбинской зоны разломов и южного борта Среднерусского авлакогена., где мощность живетских отложений сокращается с 150–170 м до 108–111 м. Возможно, в это время возник разлом с приподнятым восточным крылом, ограничиваю-

щий с запада Котельничский свод (Пыщугский разлом), фиксируемый резкой сменой фаций. Все это говорит о вращении Волго-Уральского мегаблока по отношению к Фенноскандинавскому и, видимо, Сарматскому.

Структурная перестройка в живете привела к существенному изменению структурно-фациальной зональности. Так, в ранне-среднефранское время зона наибольшего прогибания имела уже северо-северо-восточную ориентировку, а не юго-западную, как ранее. В первой половине франского века продолжились опускания вдоль западного крыла Пыщугского разлома и проявились подводные обвальнo-оползневые явления.

На рубеже среднего и позднего франа произошла новая структурная перестройка Московской синеклизы, проявившаяся активизацией разломов, обрамляющих восточный склон Воронежской антеклизы Сарматского мегаблока [3] и общим погружением Волго-Уральского мегаблока, включая Котельничский свод, по отношению к Фенноскандинавскому. Доказательством являются изменения ориентировки структурно-фациальных зон, которые в позднем фране и фамене приобретают субширотную ориентировку с общим погружением в южном направлении.

Проведенное исследование позволяет сделать вывод о структурной неоднородности фундамента Восточно-Европейской платформы и о дифференцированных движениях, в том числе сдвиговой природы, отдельных частей фундамента друг относительно друга в течение палеозоя. Эти движения определяли строение осадочного чехла платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64039).

Литература

1. *Дмитровская Ю.Е., Хераскова Т.Н.* Позднекембрийско-раннеордовикская палеогеографическая и геодинамическая обстановки в центральных районах Русской плиты // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 6. С. 605–615.
2. *Дмитровская Ю.Е., Хераскова Т.Н.* Палеогеографические и геодинамические обстановки формирования поздневендских и кембрийских отложений центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1999. №6 (в печати).
3. *Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И., Овнатанова Н.С., Ржонсицкая М.А., Федорова Т.И.* Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы М.:Центральный региональный геологический центр, 1995. 265 с.
4. *Gorbatschev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. V. 64, № 1 P. 3–21.

Структурная эволюция метаморфического комплекса прибрежной части полуострова Тайгонос

Метаморфический комплекс прибрежной части п-ова Тайгонос сформировался в ходе мезозойских тектонометаморфических событий на северо-восточной окраине палео-Азии. Основной задачей исследования являлось изучение его структурной эволюции, поскольку сохранившиеся структурные формы содержат важную информацию о кинематике плит и существовавшем в это время поле напряжений.

Объектами исследования были выходы аналогов кенгевемской свиты в районе мыса Наблюдения и ордовикских отложений около устья р. Кенгевем. Изучались вулканогенно-осадочные толщи, подвергшиеся зеленосланцевому до амфиболитовой фации метаморфизму. Породы на обоих участках залегают субвертикально и имеют примерно одинаковое простирание, варьирующее от 30 до 60°. На обоих участках наблюдался сходный набор структур, среди них наиболее важными кинематическими индикаторами являются следующие.

1. Растянутые кварцевые жилы со структурами вращения. Их формирование связано с будином субпослойного кварцевого тела и разворотом в обстановке простого сдвига. Отдельные будины молочно-белого кварца нередко соединены перемычкой из более молодого прозрачного кварца. Эти структуры наблюдались только в обнажениях на мысе Наблюдения, тогда как все остальные были отмечены на обоих участках.

2. Ассиметричные структуры вращения около включений кварца в метатерригенном матриксе.

3. Мелкомасштабные зоны пластических деформаций (ductile shear zone) мощностью в первые сантиметры, ориентированные как параллельно сланцеватости, так под некоторым углом к ней. Морфологически они сходны с кинк-зонами, и направления перемещения определялись по пологим изгибам сланцеватости/слоистости внутри зон.

4. Среднемасштабные зоны пластических деформаций (ductile shear zone) мощностью от десятков сантиметров до 1–1,5 м. Здесь основными индикаторами перемещений являются мелкие складки.

5. Структуры типа дуплексов. Они отмечаются как внутри зон пластических деформаций, так и за их пределами.

6. Хрупкие сдвиги. Представлены мелкими секущими сланцеватость разрывами с амплитудами не более первых сантиметров. Встречаются в виде сопряженных пар.

Структуры типов 1–4 образовывались в обстановке простого сдвига и характеризуют этап пластических деформаций. Структуры типа дуплек-

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

сов имеют признаки как пластических, так и хрупких деформаций и характеризуют хрупкопластическую стадию. Хрупкие сдвиги формировались в обстановке преобладания хрупких деформаций. Наблюдения по соотношению различных структур указывают, что самыми древними являются структуры типа 1, следующими по возрасту являются структуры типа 2–4, затем – дуплексы и самыми молодыми оказываются хрупкие сдвиги.

Большинство индикаторов указывает на сдвиговые перемещения. Преобладают левые сдвиги, хотя отмечаются и правые сдвиги. По мере движения в северо-западном направлении от побережья к главному меланжу с некоторой долей условности можно выделить три параллельные простирания региональной структуры зоны, в крайних из которых доминируют левые сдвиги, тогда как в центральной – правые сдвиги распространены по крайней мере столь же широко, как и левые сдвиги.

Индикаторы вертикальных перемещений отмечаются заметно реже. Преимущественно они указывают на движение вверх юго-восточных крыльев вне зависимости от направления наклона поверхности сместителя.

Подавляющее большинство разновозрастных кинематических индикаторов указывает, что их формирование происходило в поле напряжений с осью сжатия ориентированной в северо-запад–юго-восточном направлении, что и можно было бы ожидать, исходя из современного простирания региональных структур. Однако право- и левосдвиговые мелкомасштабные зоны пластических деформаций систематически ориентированы друг к другу под некоторым (около 30–50°) углом, что позволяет рассматривать их как сопряженные структуры. В этом случае они фиксируют иное поле напряжений, с осью сжатия, ориентированной примерно параллельно современному простиранию структур. На наличие такого поля напряжений косвенным образом указывают и дайки вблизи устья р. Кенгеев, ориентированные параллельно сланцеватости и указывающие на инверсию осей сжатия и растяжения.

Исследование выполнено при поддержке ИНТАС (проект №96–1880) и РФФИ (проект №99–05–65649).

**Т.В.Цветкова¹, И.О.Невинский¹, М.М.Моннин², В.П.Перелыгин³,
Ю.Т.Чебурков³**

К вопросу о тектонических движениях

Реализуя предложения [1], уже в течение года проводится наблюдение различных природных полей на Северном Кавказе. Действуют под-

¹ Научный центр естественной радиоактивности (НЦЕР) ГЕЯ, Краснодар, Россия

² Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Montpellier, France

³ Объединённый институт ядерных исследований (ОИЯИ) ЛЯР, Дубна, Россия

земные пункты в штольнях на глубине от 15 до 200 м, расположенных в районе Пятигорска (Ставропольский край) и Абинска (Краснодарский край) и наземный полигон в пос. Холмский Абинского района. В стадии запуска находятся подземные пункты в Новороссийске и Сочи. Все пункты оснащены датчиками почвенного радона, гамма-фона в низко-фонных камерах и вне защит, температурными датчиками почвы и воздуха штолен. Отлаживается система регистрации нейтронов от горных пород и мюонной компоненты космического излучения. Кроме того, все данные сопоставляются с данными колебаний уровней воды в скважинах «Кубаньгеологии» и метеорологическими данными.

Опираясь на полученные результаты и некоторые космогонические и квантовые идеи, мы выносим на обсуждение следующие вопросы.

1. Анализ литературы показывает, что в современной тектонике много противоречий. Некоторые авторы даже предлагают совсем от нее отказаться. Много неясностей с причинами тектонических движений. На наш взгляд, здесь возможен подход, аналогичный механике: при малых скоростях верна механика Ньютона, при релятивистских скоростях она органически (без противоречий) переходит в механику Эйнштейна. Верность современной тектонике можно ограничить небольшими глубинами (причины движений – механистические); при переходе, например, к верхней мантии, возможно, вступают в силу химические процессы, предложенные в [2]. Еще глубже возможны процессы, сходные с плазменными, ядерными (квантовыми). Ряд авторов предлагают рассматривать процессы холодного термоядерного синтеза в недрах (например, [3]). В случае наличия квантовых состояний в ядре Земли возможно его взаимодействие на полевом уровне с космическими объектами (Солнцем, Центром Галактики, Темновой материей). В этом случае источник возмущений Земной коры (к которым отнесем землетрясения) можно будет искать за пределами Земли. Взаимодействие ядра Земли с Космосом через определенный интервал времени, необходимый для передачи возмущения в верхние слои приведет к сейсмособытиям.

2. Изучение вариаций почвенного радона в штольнях и сопоставление с данными изменения гидрогеодеформационных полей показывают их существенные изменения перед региональными землетрясениями (рис. 1). На рисунке показаны вариации радона в штольне «Сахалин» ртутного месторождения Краснодарского края (глубина 15 м, Большой Кавказский разлом) и на наземном полигоне в Абинском районе, пос. Холмский. Ниже приведены данные скважин, расположенных в Геленджике и Лазаревской. Измерение уровней воды – автоматическое. Частота вывода информации по всем датчикам – часовая. Региональные землетрясения были 13 и 15. 03. 98. Исходя из общепринятого подхода, изменения «вроде бы» наблюдаются за достаточным размытым промежутком времени перед землетрясениями. При наблюдении и обработке данных изменения гамма-поля под землей мы использовали другой подход [1]. Выделялась суточная гармоника и искались статистически значимые (до 3σ)

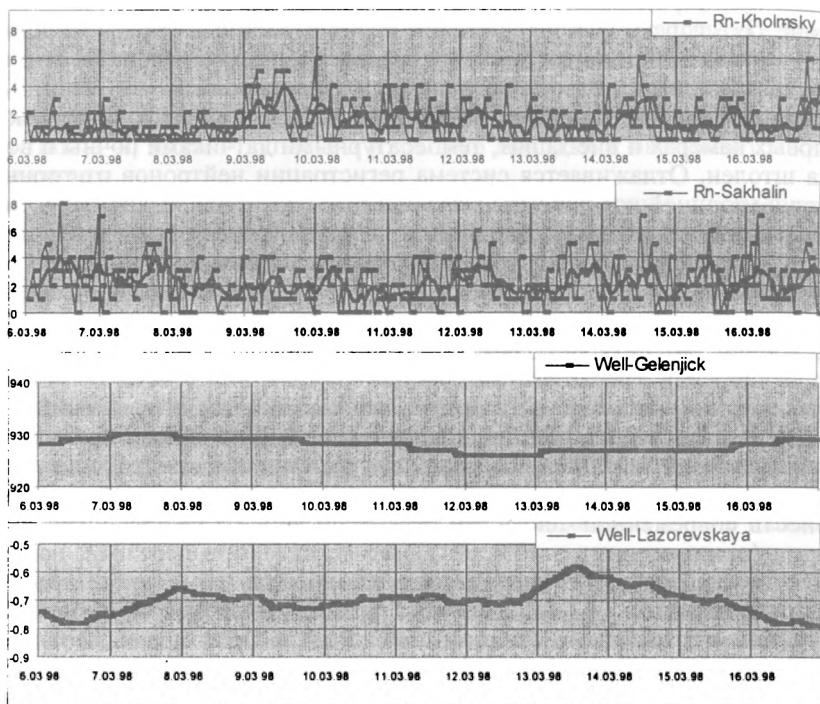


Рис. 1.

отклонения от нее. В результате часовые «выбросы» происходили за постоянный интервал 9 ± 1 сутки до регионального сейсмособытия.

Подобным образом анализируя радоновые данные, мы также получили этот же временной интервал (рис. 2,а, выброс надсуточной гармоникой 6.12.97; землетрясение 16.12.97, удаление 150 км, $K=9,8$). Из-за малой статистики набора суточная гармоника в радоновых данных видна хуже и превышения статистически менее заметны, но они есть. Продолжая поиск постоянного временного интервала, в данных уровней воды мы обнаружили возмущения также за 9 суток (рис. 2,б, «вибрация» уровня воды 24.03.98 перед землетрясением 5.03.98). Причина возникновения такого времени опережения пока не ясна, и мы предлагаем поиск и в других данных, связанных с предвестниками.

3. Поиски физических механизмов, ответственных за наблюдаемые перемещения больших участков земной коры, привели к постановке задачи исследования конвективных движений вещества мантии. Измерение антинейтрино от ^{87}Rb , присутствующего в земных недрах, существенно продвинуло бы нас в этом вопросе. Просвечивание Земли пучками нейтрино от ускорителей дало бы томографическую картину земных

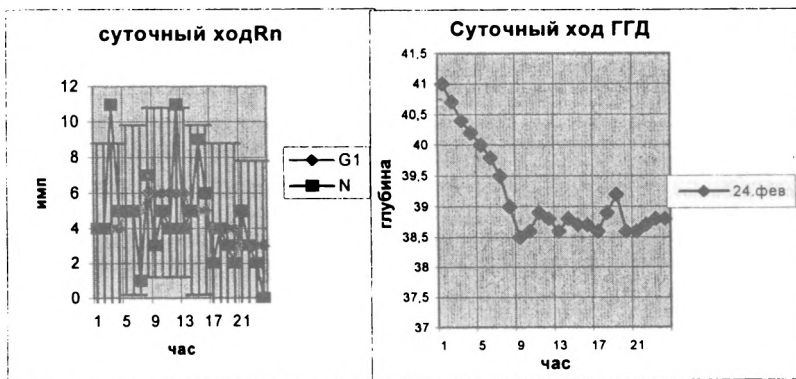


Рис. 2.

недр. К сожалению, эти методы не реализуемы в нашем столетии. Поэтому считаем необходимым наметить основные направления, которые могут быть реализованы в ближайшее время, способные продвинуть нас в понимании земных процессов с применением ядерно-физических методов.

В первую очередь необходимо расширить сеть подземных пунктов, оснащённых датчиками радона, гамма-поля, нейтронов, термодатчиками. Шаг таких точек может быть около 200 км («радиус» чувствительности низкофоновых установок [1]). Для изучения приливных явлений, собственных пульсаций Земли временной интервал набора информации должен быть сокращен хотя бы до 5 мин с жесткой синхронизацией всех датчиков во времени. Размещение таких пунктов по периметру Земли позволит изучать процессы колебания в целом, использовать Землю как детектор гравитационных волн (учитывая низкую стоимость датчика – около 5 000 USD, шаг 200 км, полную автономность в работе и наличие штолен практически всюду, это предложение может быть реализовано в ближайшие годы). Данные подземных пунктов необходимо сопоставлять с космофизическими данными активности Солнца в разных диапазонах, потоками космических лучей, полученных наземными установками и спутниковыми.

Для изучения процессов холодного термоядерного синтеза в недрах возможен поиск трития (и дейтерия) в таких объектах, как грязевые вулканы (например, Тамани), поставляющие вещество с больших глубин. Поток радиогенного тепла может быть пересмотрен, если на основе некоторых космологических данных предположить несоответствие параметров ядерного распада сегодня и в прошлом, а также в условиях, возможно, существующих в недрах, т.е. постоянные распада урана, тория, калия и других элементов в прошлом могли отличаться от наблюдаемых

сегодня. Таким образом, реализация ряда ядерно-физических экспериментов даст обширный материал в плане изучения нашей планеты.

Литература

1. *Невинский И.О., Цветкова Т.В.* Новые ядерно-физические методы в тектонике и геодинамике // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 61. (Материалы XXXI Тектонич. Совещ.; Т. 2).
2. *Yu.T.Chuburkov.* Element separation before matter accretion of solar system planets in the light of the periodic Law // Препринт Д12-9-123. Дубна. 1990.
3. *Невинский И.О., Цветкова Т.В., Ярославский М.А.* Излучение в недрах Земли, связанное с подготовкой землетрясения: Тез. докл. XI Всесоюз. симпоз. по механохимии. Чернигов, 1990. С. 164.

В.М.Цейслер, Н.И.Корчуганова¹

Некоторые морфогенетические типы неоген-четвертичных орогенных впадин

Впадины по положению относительно орогенов традиционно подразделяют на предгорные, межгорные и внутригорные. В морфологии впадин и строении молассовых комплексов, их выполняющих, отражены геодинамические условия их формирования.

В орогенных поясах, образованных в условиях латерального сжатия земной коры, внутригорные впадины втянуты в общее поднятие и к современной эпохе нередко оказываются отмершими. Крупные межгорные впадины, сформированные на высоких гипсометрических уровнях рельефа в центральной части Евразийского континента, заполнены неоген-четвертичной молассой. Вероятно, на ранних этапах они развивались в условиях растяжения земной коры, которые позже сменились общим сжатием. В разрезе молассового комплекса местами отмечаются угловые несогласия, однако в целом олигоцен-четвертичные отложения деформированы однотипно. Основные деформации произошли в антропогене (среднем плейстоцене). Практически повсеместно увеличивается роль грубообломочных пород от миоцена к плиоцену и антропогену, что может быть объяснено последовательным увеличением контрастности рельефа.

Впадины, как правило, брахиформные, границы их – взбросо-надвигового типа, обычно со сдвиговой составляющей, либо без разрывов.

Впадины, расположенные на более низких гипсометрических ступенях рельефа на окраинах континента, образованные в условиях растяжения земной коры, заняты котловинами внутренних и окраинных морей.

¹ Московская государственная геологоразведочная академия (МГГА), Москва, Россия

Под большинством из них установлены или предполагаются блоки относительно древней коры. Некоторые из впадин характеризуются отсутствием геофизического гранитно-метаморфического слоя.

Впадины-грабены, заполненные неоген-четвертичными (часто плиоцен-четвертичными) аллювиальными, озерными, делювиально-пролювиальными обломочными накоплениями, среди которых встречаются покровы базальтов, типичны для рифтогенов. Длина их намного превышает ширину, а плоское днище сочленяется с крутыми склонами хребтов по системам сбросов и сбросо-сдвигов. Сбросовая и раздвиговая кинематика главных швов обуславливает образование грабенов, некомпенсированных осадконакоплением.

Впадины-грабены типа pull-apart, расположенные цепочками вдоль региональных сдвиговых зон, характерны как для орогенов сжатия, так и орогенов растяжения, формировавшихся над линзами разуплотненной мантии.

Ширина отдельных грабенов измеряется первыми километрами, длина – первыми десятками километров, однако цепочки грабенов могут протягиваться на сотни километров. У разломов молассовый комплекс нередко залегает круто, образуя приразломные складки.

Предгорные впадины характерны для орогенов сжатия.

Молассовый комплекс деформирован совместно с подстилающими образованиями. Наибольшие мощности и дислоцированность моласс приурочены к внутреннему борту впадин. Предгорные впадины могут быть линейными (Предкарпатский, Предкопетдагский и др.) и неправильно изометричными (Индоло-Кубанская, Среднекаспийская с Кусаро-Дивичинским прогибом и пр.).

Морфологическое сходство большинства впадин можно объяснить изменениями геодинамических режимов в течение орогенного этапа. Вещественный состав и мощности молассового комплекса определяются ландшафтно-климатическими условиями и контрастностью рельефа.

Особенность неоген-четвертичных впадин в том, что изучение их строения и осадочного выполнения возможно увязать с геодинамическими обстановками формирования положительных структур орогенов.

Структурная этажность чехольного комплекса Восточно-Европейской платформы в сравнении с этажностью на платформах Лавразии

Структурные этажи в субгоризонтально залегающих платформенных чехлах разделены поверхностями азимутальных несогласий. Последние сформировались при перестройке структурных планов в эпохи тектонических (тектономагматических) активизаций, совпадающие во времени с так называемыми фазами складчатости. Каждый структурный этаж на платформе образован осадочным комплексом трансгрессивно-регрессивного строения, обособленным в разрезе поверхностями перерывов в осадконакоплении. Площади распространения разновозрастных осадочных комплексов фиксируют расположение палеобассейнов. Каждый комплекс представляет собой парагенетическую ассоциацию формаций – бассейновый формационный комплекс.

В чехле Восточно-Европейской платформы принято выделять 4–5 структурных этажей – структурных комплексов: байкальский (рифей), каледонский (венд–нижний палеозой), герцинский (средний–верхний палеозой), альпийский (мезозой–кайнозой) По этим этапам – комплексам обычно проводится сравнение этапов в истории развития платформ.

Анализ палеогеографических, геологических карт, профильных разрезов и материалов по отдельным скважинам позволяет обосновать выделение в чехле Восточно-Европейской платформы не менее 9 структурных этажей. Двухкратное увеличение числа структурных этажей объясняется разделением «доплитного» рифейского комплекса на три самостоятельных этажа, а остальных – по крайней мере, на два каждого.

Угловое несогласие между нижне- и верхнерифейскими отложениями, с выпадением из разреза среднего рифея в Приуральской части Русской плиты, позволяет сделать вывод, что верхний и нижний рифей – самостоятельные структурные этажи. О структурной обособленности среднего рифея свидетельствует тот факт, что в авлакогенах центральной части плиты разрезы рифейских отложений начинаются средним или верхним рифеем. Таким образом, рифейские отложения присутствуют в определенной категории структур – в авлакогенах и перикратонных прогибах. Эти структуры являются разновозрастными и формировались в три этапа.

Подобная этажность отмечается в чехле Сибирской платформы, где только нижний рифей может быть отнесен к «доплитному» раннеплатформенному комплексу. Средний и верхний рифей, отличаясь площадью распространения, относятся к «плитному» комплексу.

¹ Московская государственная геологоразведочная академия (МГГА), Москва, Россия

Вендско-кембрийские отложения на Русской плите существенно отличаются площадью распространения от вышележащих ордовикско-силурийских. Палеобалтийский (Балтийско-Московский) прогиб венда – кембрия только частично унаследован ордовикско-силурийским Балтийско-Ярославским прогибом. Как известно, вторая половина кембрия на Русской плите – это эпоха общего поднятия, связанная с салаирскими движениями. В это время произошла существенная перестройка в областях поднятий и прогибаний. Все это свидетельствует о том, что вендско-кембрийские и ордовикско-силурийские отложения нельзя объединять в один структурный этаж. На Сибирской платформе рубеж кембрия и ордовика также знаменателен перестройкой структурного плана и смещением области прогибания в западную часть плиты. На Северо-Американской платформе лишь с позднего кембрия началось накопление чехла.

Средне-позднепалеозойский комплекс на Русской плите вероятно состоит из двух или даже трех этажей. Структурная обособленность среднедевонско-нижнекаменноугольных и среднекаменноугольно-нижнетриасовых отложений на Сибирской платформе позволяет искать подобную обособленность и на Русской плите. Действительно, перерыв в основании московского яруса, выпадение в западных районах башкирского яруса, а также нижней части нижнего карбона в Мезенской впадине, позволяют видеть на этой границе рубеж структурной перестройки. Перестройка структурного плана на рубеже раннего и среднего карбона имела место на всех платформах, но особенно четко она проявлена там, где верхний палеозой представлен угленосными формациями.

Трансгрессивное залегание верхнепермских отложений на нижнепермских с переходом на каменноугольные в западной части Московской синеклизы, обособленность верхнепермско-триасового комплекса на шельфах Баренцева и Карского морей, несогласное залегание цехштейна на подстилающих толщах в Северо-Германской впадине – все это позволяет ставить вопрос о самостоятельности отложений верхней перми – среднего триаса, однако на Восточно-Европейской платформе его структурная обособленность неотчетлива.

Мезозойско-палеогеновые отложения на Русской плите делятся на две части: юрско-нижнемеловую (от верхнего триаса по неоком) и мелпалеогеновую (от апта или альба по палеоген). Обе части разреза чехла отличаются площадями распространения, типами структур, соответствуют самостоятельным тектоноседиментационным циклам. Нередко нижняя часть из разреза выпадает и разрезы мезозойско-кайнозойских отложений начинаются с апта или альба. Это позволяет выделять в этом комплексе два самостоятельных структурных этажа. На Сибирской платформе верхний этаж распространён весьма ограниченно.

Отчетливо выраженная структурная многоэтажность чехла Русской плиты хорошо коррелируется с этажностью чехольных комплексов на всех платформах северного ряда, что может быть объяснено глобально-

Тектонические палеорекострукции на основе методов высокоразрешающей стратиграфической корреляции. Старые проблемы и новые возможности

Начало и конец уходящего столетия ознаменовались повышенным интересом к проблеме эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Геологические данные и методы, с помощью которых они могут быть реконструированы, чрезвычайно разнообразны, но ключевое значение в этом вопросе по-прежнему, как и во времена Э.Зюсса, принадлежит биостратиграфии. Понимание этого оказалось теперь во многом утраченным из-за того, что прорыв в данной области геологии был обеспечен в последние годы достижениями новых «технологически продвинутых» дисциплин – сеймостратиграфии, секвентной стратиграфии, радиометрического датирования и др. В частности, разработка геологами компании «ЕХХОН» схемы глобальных циклов (кривая П. Вейла) [12, 4] породила сомнительную практику использования ее в качестве шаблона для стратиграфической корреляции. Биостратиграфическим датировкам при этом отводится подчиненная роль: они либо используются в качестве подтверждения справедливости «глобального стандарта», если согласуются с ним, либо игнорируются (или искажаются), когда такая согласованность отсутствует.

Несмотря на то, что «эксоновский» подход к стратиграфической корреляции подвергается аргументированной критике [8, 11; и др.], он до сих пор находит применение, а сам «глобальный стандарт» довольно часто используется в качестве ориентира в тектонических палеорекострукциях. Цель этого сообщения – привлечь внимание к некоторым проблемам стратиграфической корреляции, которые могут служить источником неопределенностей и ошибок при восстановлении истории колебаний уровня моря. Эти проблемы хорошо известны, но в силу своей специфики часто остаются вне поля зрения тектонистов.

1. Главной теоретической основой эксоновского подхода является положение о том, что глобальная осадочная летопись контролируется преимущественно эвстатическими изменениями уровня моря, эпизодически повторяющимися с интервалами продолжительностью от 1 до 10 млн лет (так называемые циклы третьего порядка). Это будто бы дает основание рассматривать глобальные циклы в качестве геохронологических

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

единиц [12]. Между тем, исходная логическая посылка обсуждаемой гипотезы остается недоказанной, и нет никаких убедительных свидетельств того, что во многих тектонически разобренных бассейнах действительно существуют серии глобально коррелируемых эвстатических циклов такого масштаба. На эксоновской кривой лишь очень немногие события подтверждаются хроностратиграфическими данными. Большинство же достоверных исследований продемонстрировало сильные отклонения от глобального эвстатического стандарта [1, 3; и др.].

2. Другое важное обстоятельство, исключающее возможность осуществления межбассейновой корреляции циклов третьего порядка, состоит в том, что их продолжительность находится на пределе биостратиграфического разрешения. Если при этом учесть чрезвычайно высокую плотность событий, показанных на кривой Вейла, то любой из ее сегментов вполне может быть скоррелирован с любой произвольной последовательностью, построенной на основе генератора случайных чисел. Такая возможность была продемонстрирована в несложном корреляционном эксперименте [7] на примере мелового отрезка глобального стандарта, насчитывающем до 40 «эвстатических» событий. Смоделированные последовательности содержали от 77 до 89% (!) событий, коррелируемых с эксоновским стандартом.

3. Наконец, самое серьезное препятствие, стоящее перед попытками скоррелировать циклы третьего порядка, заключается в дискретном характере геологического времени. Стратиграфические секвенции (sequences), соответствующие этим циклам, разделены поверхностями несогласий, продолжительность которых достоверно почти никогда не определяется. Хорошо известно также, что даже в наиболее полных и кажущихся «непрерывными» разрезах запечатлено не более половины «физического» времени, т.е. времени, разделяющего моменты формирования первой и последней слоистой единицы рассматриваемой последовательности. Имеются и более радикальные оценки длительности «чистого» времени, зафиксированного в осадочных разрезах. Сильно осложняет проблему и чрезвычайно неравномерная скорость седиментации, которая может варьировать на 11 порядков величины (от 10^{-4} до 10^7 м/тыс. лет) [10]. Таким образом, седиментационные паузы между предположительно непрерывными последовательностями могут занимать промежутки времени, гораздо более продолжительные, чем обычно полагают. Это означает, что секвенции, отложившиеся в промежутках между паузами, могут быть в действительности некоррелируемыми.

Возможность осуществить корреляцию оставляет непосредственное (от разреза к разрезу) прослеживание поверхностей, ограничивающих секвенции, но такой способ по вполне понятным причинам трудно осуществить в пространственно разобщенных бассейнах. К тому же, эти поверхности часто оказываются диахронными, что также накладывает существенные ограничения на корреляцию даже в пределах одного бассейна.

Более определенные надежды можно связывать с небиостратиграфическими методами корреляции, в частности, – с использованием данных по изотопному составу углерода в морских карбонатах. Короткопериодные вариации этого параметра контролируются глобальным океаническим балансом масс органического и карбонатного углерода, и поэтому надежно датированные изотопные сдвиги вполне могут играть роль маркеров для межбассейновой корреляции циклов третьего порядка. Такие маркеры уже давно установлены для мезозойско-кайнозойского отрезка хроностратиграфической шкалы. В последнее десятилетие они выявлены и в палеозойских разрезах. Хорошим примером может служить изотопный сдвиг, которым отмечена граница силура и девона. Он установлен в литоральных и в пелагических фациях на Урале [2], в Баррандиене [5], на островах Канадского арктического архипелага [6]. Такой же четкий изотопный маркер выявлен внутри верхнелудловской (лудфордской) секвенции в Тимано-Печорском регионе, в Прибалтике, в Австралии [9 и др.] и в канадской Арктике [6]. Циклы, имеющие такие метки, по всей вероятности, являются глобально коррелируемыми.

Эксоновская модель глобальных эвстатических циклов представляет собой типичный пример стихийно сформировавшегося убеждения, когда определенные идеи принимаются без рационально-критического обоснования, проверки и объяснения. Эта модель должна быть заменена другой схемой, в которой, наряду с региональными циклами, отражающими локальную тектонику отдельных бассейнов, будут фигурировать эвстатические циклы, не столь масштабные по амплитуде и не столь многочисленные. Сочетание биостратиграфического и хеостратиграфического методов корреляции открывает хорошие перспективы на этом пути, однако приоритет должен оставаться за биостратиграфическими данными.

Работа поддержана РФФИ (проект №98-05-65081).

Литература

1. Артюшков Е.В., Линдстрем М., Попов Л.Е. О природе трансгрессий и регрессий в Балтийском палеобассейне в кембрии и раннем ордовике // ДАН. 1997. Т. 357, №5. С. 657–661.
2. Чехович П.А., Живкович А.Е., Медведовская Н.И., Степанова Н.А. Изотопные реперы в палеозойских разрезах Урала // ДАН СССР. 1990. Т. 313, № 2. С. 423–426.
3. *Hancock J.M.* Comments on the EXXON cycle chart for the Cretaceous system // *Cuadernos de Geologia Iberica*. Madrid, 1993. No. 12. P. 50.
4. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles / С.К. Wilgus et al. (Eds.). *Sea level research – An integrated approach* // Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub. 1988. V. 42. P. 71–108.
5. *Hladikova J., Hladil J., Kuibek B.* Carbon and oxygen isotope record across Pridoli to Givetian stage boundaries in the Barrandien basin (Czech Republic) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. V. 132. P. 225–241.
6. *Mörss T., Caldwell M. et al.* Distribution of Silurian and Lower Devonian vertebrate microremains and conodonts in the Baillie-Hamilton and Cornwallis Island Sections, Canadian Arctic // *Proc. of the Estonian Ac. of Sci. Geology*. 1998. V. 47. P. 51–76.

7. *Miall A.D.* Exxon global cycle chart: An event for every occasion? // *Geology*. 1992. V. 20, No. 9. P. 787–790.
8. *Miall A.D.* Sequence Stratigraphy and Chronostratigraphy: Problems of Definition and Precision in Correlation, and Their Implications for Global Eustasy // *Geoscience Canada*. 1995. V. 21, No. 1. P. 1–26.
9. *Modzalevskaya T.L., Wenzel B.* Biostratigraphy and geochemistry of Upper Silurian brachiopods from the Timan-Pechora region (Russia) // *Acta Geologica Polonica*. 1999. V. 49, No. 2. P. 145–157.
10. *Sadler P.M.* Sedimentation rates and the completeness of stratigraphic sections // *Journal of Geology*. 1981. V. 89. P.569–584.
11. *Sloss L.L.* Tectonic episodes of cratons: conflicting North American concepts // *Terra Nova*. 1992. No. 4. P. 320–328.
12. *Vail P.R., Mitchum R.M., Jr., Todd R.G. et al.* Seismic stratigraphy and global changes of sea-level / C.E.Payton (ed), *Seismic stratigraphy – Applications to carbon exploration* // *Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1977. Mem. 26. P. 49–212.

Б.М.Чиков¹, С.Ю.Беляев¹, С.С.Сердюк²

Тектоника Центральной Сибири (Ангаро-Енисейский регион)

Центральная Сибирь – это область сочленения плит древней Сибирской и молодой Западно-Сибирской платформ. Основы тектоники региона были намечены уже в работах Н.С.Шатского (1932) и Н.С.Зайцева (1954); велика роль в разработке указанной проблемы сибирских геологов и геофизиков (М.М.Одинцов, О.А.Вотах, В.С.Старосельцев, В.С.Сурков и др.). Идеи мобилизма позволили дополнить известные представления и разрабатывать новые модели региональной тектоники.

По морфологическим критериям в регионе с востока на запад обособляются три провинции (рисунок): а) система параавтохтонных глыб западной части Сибирской платформы, б) Приенисейский складчатый (коллизийный) пояс и в) западная окраина Западно-Сибирской плиты (младоавтохтона). Последующее тектоническое районирование провинций основано на принципах структурно-формационных и деформационно-метаморфических парагенезов.

В современном состоянии древняя Сибирская платформа не является монолитом; в ее структуре наблюдаются внутриплатформенные зоны молодых деформаций и магматической активизации, наряду с относительно консервативными (параавтохтонными) глыбами. Основными элементами тектоники окраины платформы являются Тунгусская и Бирюсинская параавтохтонные глыбы; их метаморфические фундаменты с несогласием перекрыты субгоризонтальным чехлом карбонатных и терригенно-карбонатных формаций венд–палеозоя. Глыбы разделены Ниж-

¹ Институт геологии нефти и газа (ИГНГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Научно-исследовательский институт минерального сырья (КНИИГИМС), Красноярск, Россия

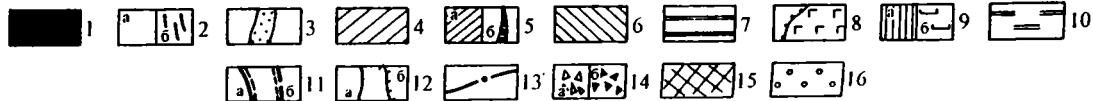
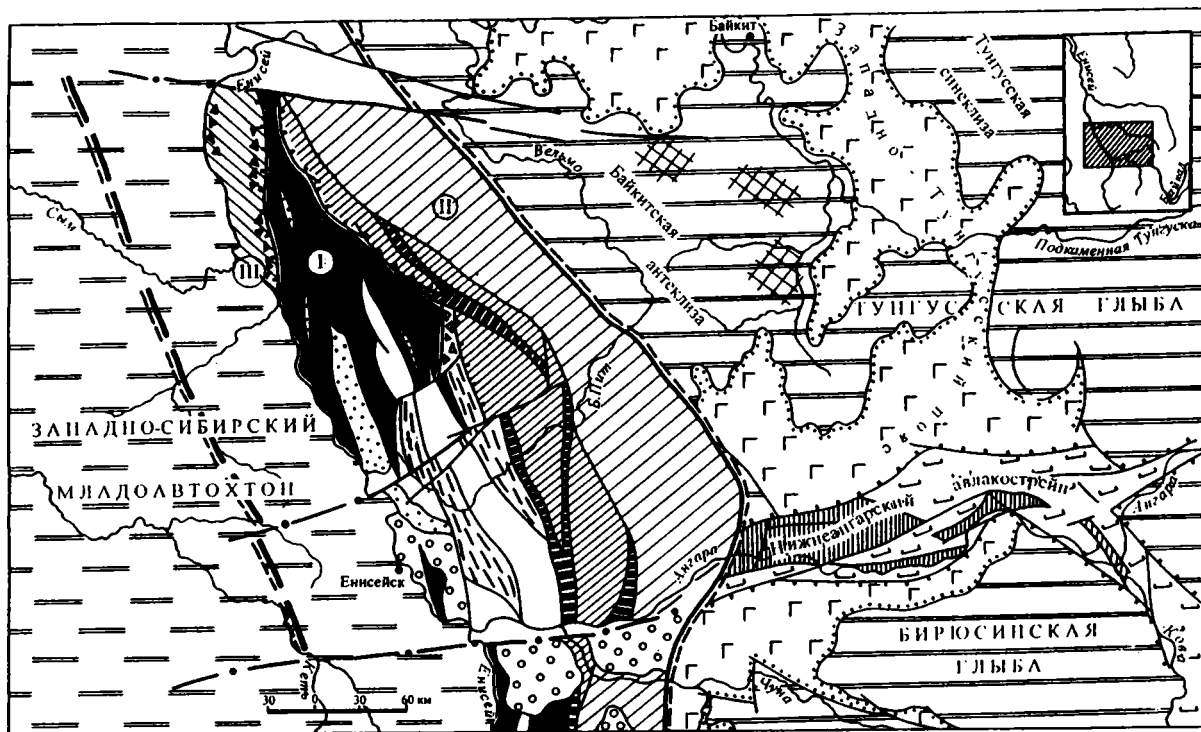




Схема тектоники Ангаро-Енисейского региона

Енисейский коллизионный пояс: I – Осевая (Хребтовая) область (1–3): 1 – полиметаморфические комплексы Енисейского кряжа; 2 – слабо метаморфизованные формации рифея, в том числе – в пластинчатых террейнах синклиального (а) и антиклиального (б) типов; 3 – грабеновые структуры на поверхности полиметаморфических комплексов. II – Заенсейский (Восточносклоновый) фланг пояса (4–5): 4 – Чапа-Удереяская складчатая система; 5 – пластинчатые террейны (а) и зоны смятия (б). III – Приенсейский фланг пояса: 6 – Исаковская складчато-надвиговая система.

Параавтохтонные глыбы и межглыбовые структуры Сибирской платформы (7–9): 7 – структуры платформенного чехла; 8 – концентрации гипабиссальных диабазов; 9 – Нижнеангарский авлакострейн со структурами горстового (а) и грабенового (б) типов.

Терригенный чехол младоавтохтона и границы его распространения в Енисейском поясе.

Прочие обозначения (11–16): 11 – границы коллизионного пояса (а), в том числе – под чехлом младоавтохтона (б); 12 – региональные разломы (а), в том числе – ограничивающие структурные системы (б); 13 – условное продолжение субширотных сбросо-сдвигов, деформирующих зональность Енисейского пояса; 14 – региональное проявление меланжа (а), в том числе – серпентинитового (б); 15 – зоны повышенной трещиноватости породных масс в платформенном чехле; 16 – комплексы наложенных впадин

неангарским авлакострейном (см. рисунок), который сформировался в результате малоамплитудных движений и взаимодействий глыб в PZ-MZ. В качестве особого элемента тектоники восточной провинции выделен Западно-Тунгусский вулканоплутонический пояс; в современном виде это сложный парагенез структур гипабиссальных диабазов в осадочном чехле Тунгусской глыбы.

Приенсейский коллизионный пояс (см. рисунок) представлен разнотипными и в разное время метаморфизованными комплексами рифея-палеозоя. Для него характерна субмеридиональная зональность (с востока): а) Заенсейская область складчатых систем параавтохтона, аллохтонных пакетов пластин и единичных зон смятия; б) Осевая система деформационно-метаморфических единиц, зон смятия и линзовидных террейнов; в) Левоенсейский фланг пояса – система складчато-надвиговых деформационно-метаморфических зон с офиолитами (преимущественно под чехлом молодой плиты). Пояс сформировался в результате двух основных этапов коллизии в рифее и позднем палеозое. Продольная зональность осложнена региональными трансформными сбросо-сдвигами.

Младоавтохтон Западно-Сибирской плиты в регионе формировался на гетерогенном основании начиная с юры. Его терригенный комплекс (J-KZ) практически не деформирован, но в нем наблюдаются существенные слоистые неоднородности. В структуре основания младоавтохтона наиболее контрастные соотношения установлены в относительно узкой Приенсейской зоне; она соответствует Левоенсейскому флангу коллизионного пояса (см. рисунок).

Геодинамика северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

Северную часть Центрально-Азиатского складчатого пояса составляют структуры фундамента Западной Сибири и прилегающие к ней части Уральской, Казахстанской, Зайсанской, Томь-Колыванской и Алтае-Саянской складчатых областей, а также акватория Карского моря с Новой Землей и более мелкими островами.

В настоящее время достаточно детально изучены тектоника и история формирования прилегающих к Западной Сибири складчатых областей. Обширен объем изданных литературных и картографических материалов, посвященных решению этой проблемы, при этом результаты исследований интерпретируются как на основе классической геосинклинальной теории, так и с позиций новых геодинамических концепций. Более ограничены сведения о строении фундамента Западно-Сибирской платформы, планомерное изучение которого началось только с начала 60-х годов. Наиболее детальные исследования по этому вопросу проводились в СНИИГТимСе, где под руководством В.С.Суркова был составлен и издан ряд монографий и карт различного масштаба, отражающих строение фундамента Западной Сибири [1]. Одновременно эти вопросы изучались в ЗапСибНИГНИ, при этом рядом геологов во главе с В.С.Бочкаревым была предложена собственная концепция строения фундамента этого региона [2]. В последнее время на основе теории тектоники литосферных плит предлагаются новые варианты строения фундамента Западной Сибири [3].

Составленный во ВСЕГЕИ Атлас карт и разрезов по глубинным геотраверсам России в масштабе 1:2 500 000, часть которых пересекает Западную Сибирь и прилегающие к ней части складчатых областей в различных направлениях (Мурманск-Кызыл, Нижний Тагил – Уренгой, Березово–Туруханск, Ямал–Кяхта) позволил авторам в ряде случаев уточнить, а для отдельных районов создать новые оригинальные макеты строения фундамента Западной Сибири и наметить основные стадии геодинамического развития этого региона.

Анализ составленных геотраверсов позволяет прийти к выводу, что доминирующие положение в составе фундамента Западной Сибири занимают блоки земной коры, характеризующиеся нормальным расслоенным типом строения литосферы, которые рассматриваются нами как фрагменты древних палеоплит. Эти блоки имеют различную конфигурацию: от изометричных (Ханты-Мансийский, Надояхский и др.) до линейных (Восточно-Уральский, Зауральский) и размеры: от обширных

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

по площади, представляющих, возможно, отдельные микроплиты, до небольших террейнов. Также различно строение верхних горизонтов фундамента этих структур: в одних – докембрийское основание перекрыто мощным осадочным чехлом, в других – фундамент интенсивно переработан коллизионным магматизмом. В отличие от представлений предшествующих исследователей, по нашим данным площади стабильных массивов намного обширнее. Это противоречие объясняется тем фактом, что во многих местах краевые части массивов перекрыты породами, надвинутыми на них из соседних коллизионных зон.

Стабильные геоблоки разделяются относительно узкими коллизионными зонами (которые характеризуются отсутствием элементов расчлененности земной коры), сложенными почти на всю мощность земной коры метаморфизованными, сложнодислоцированными осадочно-вулканогенными комплексами. Простирание этих зон обычно трассируется поясами выходов тел офиолитов.

В региональном плане наиболее информативный материал получен по строению Шеркалинской зоны, разделяющей структуры Урала и Казахстана. Детально изученная на Южном Урале эта зона в районе г.Троицка погружается под чехол Западно-Сибирской платформы и далее по геолого-геофизическим данным прослеживается на север на расстояние 1500 км. Ширина зоны достигает 130–150 км. На всем протяжении границы зоны трассируются серией поясов тел ультрабазитов, приуроченных как к западному, так и к восточному ее бортам. По геолого-геофизическим данным здесь выявлено около 40 тел ультрабазитов, из которых 21 вскрыты бурением. Приближаясь к Березовскому и Шонганскому докембрийским выступам фундамента, Шеркалинская зона расщепляется на три ветви: западная из них фиксируется телами гипербазитов, вскрытых на площадях Тозам-Ротыпиньская, Сартыннская, Ялыбынская; центральная – ультрабазитами и габброидами (пл.Перегрибинская и Нарыкарская) и спилит-кератофировыми толщами (пл. Тутлемская), а восточная – габброидами и андезит-базальтами (пл. Северо-Казымская, Радомская). Далее на север эти три зоны прослеживаются до широты Ямала и Обской губы, где они «срезаются» Байдарацким сдвигом.

Шеркалинская зона сложена в основном осадочно-вулканогенными комплексами преимущественно андезит-базальтового состава, среди которых развиты толщи и пачки карбонатных пород, которые содержат фауну девона–раннего карбона. Наибольшая мощность этого комплекса вскрыта скважинами на площадях Лавинская (1673 м) и Яхлинская (1339 м). По данным анализа геофизических материалов, подобные образования прослеживаются до глубины 8–10 км. На глубине эта зона характеризуется резкой 2-3-километровой ступенью на поверхности Мохоревичича и 15–20-километровым изменением мощности литосферы. Предполагается, что западная граница Шеркалинской зоны имеет сдвиговый характер. Сдвиговые дислокации здесь наиболее отчетливо проявились в триасовое время и привели к формированию в ее пределах

многочисленных зон растяжения. Триасовые грабен-рифты заполнены мощными осадочно-вулканогенными толщами базальтового и бимодального состава.

Время заложения Шеркалинской зоны точно не установлено, но, учитывая наблюдаемый контакт образований зоны в районе г. Троицка с породами Зауральского блока, где известны выходы кембрийских известняков с фауной археоциат, подобных одновозрастным образованиям Казахстана и отсутствующих на Урале, можно сделать косвенный вывод, что Шеркалинская зона существовала уже в кембрии. Наиболее активное ее развитие относится к силуру–раннему карбону. Коллизионные процессы начали проявляться в пределах зоны со среднего кембрия, а закончились в перми.

Интересные результаты получены по строению Центрально-Западно-Сибирской зоны, располагающейся в центральной части Западной Сибири, где в отдельных районах непосредственно под терригенными коллизионными или под карбонатными толщами располагается мощный комплекс, характеризующийся аномальным типом скоростного разреза, не свойственного структурам с корой континентального типа. Здесь до глубины 25–30 км прослеживается область со скоростными параметрами, характерными для верхнекорового мегаслоя (6,20–6,30 км/с) с выведением двух высокоскоростных (6,44–6,57 км/с) областей на приповерхностные уровни. Подобное строение этих участков интерпретируется нами как реликты океанической коры, сохранившиеся в отдельных остаточных впадинах.

Анализ составленной геодинамической карты фундамента Западной Сибири свидетельствует о широком развитии здесь зон сдвиговых дислокаций, которые трассируются в ее пределы из прилегающих складчатых областей. Так, почти на расстоянии в 500 км удается проследить продолжение на северо-запад Иртышской зоны смятия, сдвиговый характер развития которой доказан многочисленными исследователями. Далеко на север, вплоть до Енисейской губы, прослежен Восточно-Саянский сдвиг, перемещения по которому продолжались до ранней юры. В центральных районах Западной Сибири выявлены две протяженные зоны сдвиговых дислокаций (Назинско-Колпашевская и Барабинско-Камень-Обская), которые обусловили формирование Томского надвига.

Проведенный анализ строения фундамента Западной Сибири позволил выделить основные стадии геодинамического развития этого региона. Предполагается, что в конце рифея Западная Сибирь входила в состав гигантской палеоплиты, составными частями которой были Восточно-Европейская и Сибирская древние, а также более молодые Казахстанская и Арктическая палеоплиты. Начавшийся в конце рифея – венде процессы деструкций, продолжавшиеся вплоть до раннего девона, привели к ее раздроблению на ряд мелких палеоплит и террейнов, которые разделялись между собой зонами спрединга и субдукции. С позднего

кембрия начали проявляться здесь коллизионные движения, обуславливающие постепенное приращение вновь возникших складчатых структур к Сибирской платформе. В среднем карбоне–перми общая коллизия привела к закрытию последних океанических бассейнов и формированию протяженных складчато-надвиговых зон. На заключительной ее стадии основными тектоническими процессами являлись сдвиговые дислокации, приведшие к формированию сложной мозаичной структуры северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-07-90232).

Литература

1. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1981. 142 с.
2. *Бочкарев В.С., Криночкин В.Г.* Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // Тектоника платформенных областей. Новосибирск: Наука, 1988. С. 89–104.
3. *Васильев М.Ю., Журавлев Е.Г., Князев В.С. и др.* Доплатформенные комплексы нефтегазовых территорий СССР. М.: Недра, 1992. 304 с.

М.Н.Шапиро¹, А.В.Соловьев², А.В.Ландер³

Формирование Лесновского надвига

Лесновский надвиг на перешейке Камчатки – часть Ватыно-Андриановского тектонического шва, возникшего в результате коллизии верхнемеловой внутриокеанической островодужной системы (Ачайваям-Валагинская или Олюторская дуга) с окраиной Северо-Восточной Азии. Это очень пологий, близкий к горизонтальному разрыв, амплитуда которого превышает 40 км и, возможно, достигает 100 км.

Автохтон сложен флишоидными толщами лесновской серии. Она относится к верхнему мелу, но накапливаются данные о том, что ее верхняя часть включает палеоцен и первую половину эоцена [2]. Лесновская серия либо смята в крутые мелкие складки северо-западной вергентности, либо превращена в осадочный меланж, директивные структуры в котором наклонены на юго-восток. Ни стратиграфическая мощность лесновской серии, ни ее вертикальная мощность в структуре автохтона не известны. Размах рельефа в области развития лесновской серии обычно не превышает 1 км.

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

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

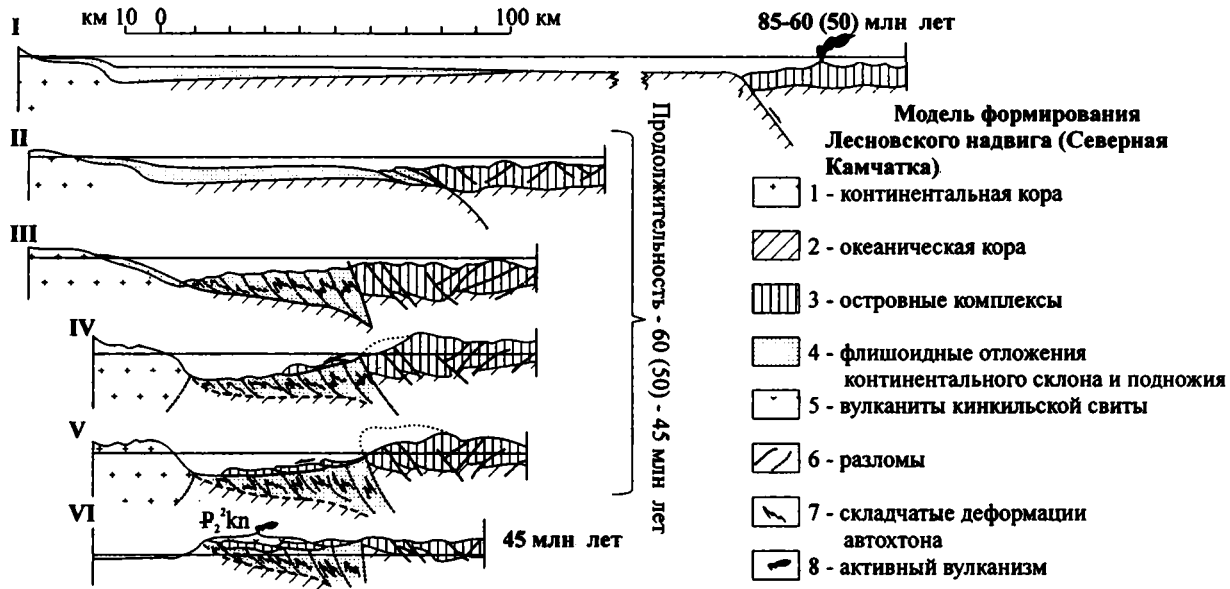
³ Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики (МИТП) РАН, Москва, Россия

Непосредственно под надвигом прослеживается зона осадочного меланжа мощностью до 300 м, содержащая наряду с обычными фрагментами песчаных пластов крупные глыбы туфов, туфобрекчий, кремней, подушечных базальтов, массивных субаркозовых песчаников, а также блоки флиша с прослоями кремней и иноцерамовых ракушняков. Сместитель надвига маркируется зоной линзовидно-полосчатых милонитов мощностью до первых десятков метров. Аллохтон сложен главным образом ирунейской свитой, в которую здесь объединяются все кремнисто-вулканогенные образования верхнего мела (сантон–маастрихт). Среди них можно выделить как пачки, сложенные высокотитанистыми низкокальциевыми базальтами с горизонтами кремней («океаническая ассоциация»), так и кремнисто-туфогенные, туфогенные и туфогенно-вулканогенные пачки с вулканитами известково-щелочного ряда («островодужная ассоциация»).

Для обеих ассоциаций характерны многочисленные обломки раковин иноцерамид в кремнистых и туфогенных породах. Аллохтон характеризуется чешуйчатой структурой и заметными вариациями состава пород ирунейской свиты в разных чешуях. Структурно нижние чешуи на западе Срединного хребта чаще всего сложены «океанической» ассоциацией пород. Реже в основании аллохтона выделяются чешуи, сложенные гипербазит-габбровыми интрузиями и зелеными сланцами, протолитом которых, вероятнее всего, была также ирунейская свита. Важно подчеркнуть, что породы автохтона никаким существенным метаморфическим изменениям при этом не подвергаются. Верхние чешуи (а на восточных склонах Срединного хребта и весь аллохтонный комплекс) сложены породами «островодужной» ассоциации. Структурные наблюдения показывают преобладание северо-западного тектонического транспорта при формировании структуры аллохтона. Достоверные оценки общей стратиграфической мощности ирунейской свиты отсутствуют. В современной структуре вертикальная мощность аллохтона, судя по размаху рельефа, может превышать 1,5 км.

Надвиг формировался в интервале от конца маастрихта (нижние оценки возраста верхних горизонтов автохтона и аллохтона) до середины эоцена (датировки вулканитов кинкильской свиты, образующих неавтохтон [1]). Однако данные об эоценовом возрасте верхов лесновской серии [2], позволяют сузить интервал надвигообразования до нескольких миллионов лет в середине эоцена.

Формированию надвига предшествовал длительный период независимого развития автохтонного и аллохтонного комплексов (рисунок, 1). Лесновская серия сложена в основном дистальными турбидитами и контуритами, которые накапливались у подножия континентального склона Северо-Восточной Азии. Основной объем ирунейской свиты аллохтона сформирован в пределах фронтального склона островной дуги, отделенной от Азии широким океаническим бассейном. Часть «океанических» ассоциаций ирунейской свиты формировалась в этом бассейне, а другая



относится к фундаменту дуги. Коллизия дуги с окраиной Азии привела к тому, что верхняя часть островодужной коры, сложенная преимущественно вулканитами и сопутствующими осадками, была перемещена в сторону континента, перекрыв при этом осадки континентального склона и его подножия.

Первоначально предполагалось, что Лесновский надвиг непосредственно отражает последнюю фазу сближения литосферных плит, в результате которой тонкая (2–5 км), рассеченная многочисленными разрывами пластина островодужной коры отделяется от своего фундамента и перемещается вверх по континентальному склону на 50–100 км, деформируясь сама и деформируя подстилающие осадки лесновской серии. В этом случае фундамент, на котором накапливалась ирунейская свита должен был присоединиться к субдуцируемой плите и погрузиться на юго-восток, под дугу. Однако вызывает сомнения возможность отделения тонкой островодужной пластины от своего фундамента в результате общего сжатия литосферы, а также возможность ее движения вверх по склону. Кроме того, обнаруживается независимость структуры аллохтонного и автохтонного комплексов. Складчатая структура автохтона срезается сместителем Лесновского надвига. Деформации аллохтона, сопряженные с зеленосланцевым метаморфизмом, предшествуют образованию основного сместителя и также им срезаются. Смещения по основной поверхности надвига не всегда совпадают по направлению с деформациями как в аллохтоне, так и в автохтоне. В связи с этим предлагается другая модель формирования всего ансамбля структур.

Субдукция океанической литосферы под Ачайваам-Валагинскую дугу должна была привести к тому, что внешний край позднемелового турбидит-контуритового шлейфа северо-восточной Азии начал погружаться в глубоководный желоб (см. рис., II). Резкое увеличение мощности осадков на погружающейся плите привело к их соскабливанию и формированию аккреционной призмы, источником материала которой была не дуга, а континент (см. рис., III). Субдукция под дугу прекратилась в результате приближения к желобу более мощной и легкой континентальной литосферы, подстилавшей верхнюю часть континентального склона. Продолжающееся сближение плит вызвало интенсивное сжатие островодужной литосферы, быстрый подъем островной дуги и потерю гравитационной устойчивости сформированного поднятия. Его верхние части в виде последовательности относительно тонких пластин быстро соскальзывают в сторону уже сформированной аккреционной призмы, формируя Лесновский надвиг (см. рис., IV, V).

Литература

1. *Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др.* Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука. 1991. 181 с.
2. *Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шатино М.Н.* Возраст детритовых цирконов в песчаниках лес-

Е.В.Шарков, О.А.Богатиков¹

Эволюция тектономагматических процессов на Земле и на Луне: сходство и различия

Главной особенностью тектономагматического развития Луны является ее близость к раннепротерозойскому (палеопротерозойскому) этапу развития Земли. На Луне полностью отсутствуют как аналоги архейской стадии развития Земли, где главными тектоническими структурами являлись гранит-зеленокаменные области, образованные гранитоидами тоналитового ряда при подчиненной роли коматинит-базальтового магматизма, так и аналоги фанерозойской активности, развивавшейся по модели плейт-тектоники.

Главными морфологическими структурами Луны являются древние *материки (highlands)* и более молодые *моря (maria)*, напоминающие континенты и океаны Земли, соответственно. *Материки* имеют гетерогенную структуру и характеризуются довольно пологим рельефом с крупными кольцевыми структурами и депрессиями между ними; весьма характерны грабены и разломы типа сбросов. *Моря* образуют крупные впадины, глубина которых в рельефе достигает нескольких километров. Эти впадины характеризуются резким уменьшением мощности коры, составляющей здесь в среднем 25–30 км в отличие от *материков*, где она варьирует от 60–80 км до 120 км на обратной стороне Луны и имеет двухслойное строение. Более того, в пределах некоторых срединно-морских поднятий, мощность коры уменьшается до 7–10 км, как это, например, имеет место в крупнейшей впадине Южный Полюс-Айткен.

Древнейший (4,45–4,25 млрд лет –Ga– назад) магматизм *материков* Луны представлен образованиями низко-Ti магнезиальной серии (базальты, преимущественно высокоглиноземистые, и их интрузивные аналоги серии АНТ – анортозит-норит-троктолит), прорывающими ее первичную анортозитовую кору с возрастом около 4,56 Ga [1]. По составу пород, их минералогии и изотопно-геохимическим особенностям образования магнезиальной серии близки к земному раннепалеопротерозойскому (2,5–2,3 Ga назад) магматизму кремнеземистой высоко-Mg серии, отличаясь от него несколько повышенной восстановленностью расплавов и отсутствием пород среднего и кислого состава [2]. На Земле такой тип расплавов был характерен для кратонной стадии, когда к началу

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

протерозоя архейская земная кора стабилизировалась и стало возможным формирование вулканогенных поясов в рифтогенных структурах, огромных роев даек и крупных расслоенных интрузивов [3]. Судя по имеющимся данным, подобный внутриплитный тип тектономагматической активности был характерен и для ранних стадий развития Луны.

Второй разновидностью магматизма материков Луны являлись обогащенные (по лунным меркам) К, РЗЭ и Р породы серии KREEP и их интрузивные аналоги («щелочные» анортозиты, нориты, габбро-нориты, Qtz монцодиориты и калиевые граниты). Они развиты в подчиненном количестве и формировались 4,34–4,0 Ga назад. Породы серии KREEP имеют много общего по химизму с низкотитанистым калиевым магматизмом раннего палеопротерозоя Земли (например, субщелочные вулканиды куэцсярвинской свиты Печенгской структуры и калиевые щелочные граниты и монцодиориты Кейвской структуры, Кольский полуостров [4], также отличаясь от них повышенной восстановленностью расплавов.

Заключительная (3,8–3,2 Ga назад) стадия магматизма Луны характеризовалась массовыми излияниями *морских* базальтов, выполнявших впадины новообразованных лунных *морей* [5]. Вдоль их границы с *материками* часто устанавливаются краевые поднятия, охватывающие впадины *морей* в виде дуги. Как и в океанических сегментах Земли, по химическому составу среди них выделяются две разновидности – низко- и высокотитанистые. Первые напоминают толеиты срединно-океанических хребтов, а вторые – геохимически обогащенные Fe-Ti пикриты и базальты океанских островов; от земных аналогов они отличаются высокой восстановленностью. Такие расплавы на Земле в массовом количестве также появились сравнительно поздно, только на рубеже 2,2–2,0 Ga назад, одновременно с появлением первых очевидных геологических признаков функционирования плейт-тектоники [6].

По аналогии с Землей, формирование *морского* магматизма на Луне логично связать с подъемом мантийных суперплюмов. Согласно существующим представлениям, на Земле их происхождение связано с дегазацией ядра, с накоплением флюидных компонентов на границе внешнего жидкого ядра и мантии, в слое D". Эти флюиды разуплотняют породы нижней мантии, периодически инициируя подъем плюмов. Флюидные компоненты перемещаются вместе с веществом плюмов до достижения последними уровня плавучести, где начинает происходить растекание и дегазация их головных частей.

Как и на Земле, на Луне подъем таких плюмов должен был приводить к резкой смене характера тектонической активности в верхних оболочках планеты: если на Земле это привело к широкому развитию плейт-тектоники, то на Луне – к образованию крупных впадин *морей* со значительно пониженной мощностью коры. Их формирование связывается с растеканием головных частей плюмов. Образовавшийся при этом избыток корового материала сгруживался по их периферии в форме крае-

вых поднятий со сложной структурой (рис. 1), наподобие того, как это имеет место на Земле над растекающимися головными частями плюмов в современной Альпийской зоне (Альпийская, Карпатская, Гибралтарская и другие дуги). На Земле подобные дуги сложены системами пластин верхне- и нижнекорового, а иногда даже и мантийного материала. Аналогичная ситуация, вероятно, имеет место и лунных краевых поднятиях, где, наряду с верхнекоровыми образованиями, наблюдаются и фрагменты нижнекорового материала.

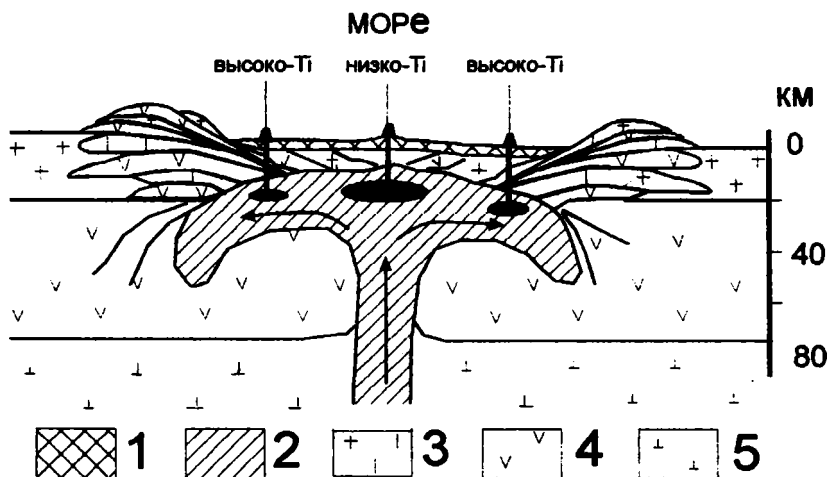


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая формирование лунных морей
1 – морские базальты; 2 – мантийный плюм; 3 – верхняя кора; 4 – нижняя кора; 5 – литосферная мантия

Устанавливаемые под лунными морями скопления плотных масс (*масконы*), по-видимому, являются затвердевшими головными частями этих плюмов, обеспечивавших морской магматизм (хотя есть и другие мнения на этот счет). Формирование таких плюмов, также по аналогии с Землей, логично объясняется подтоком в мантию Fe-Ti флюидов от границы с существовавшим тогда жидким ядром. В отличие от Земли, эти флюиды были практически безводными, что и обеспечивало высокую восстановленность лунных расплавов.

Таким образом, тектономагматическое развитие Луны было близко только к одной, палеопротерозойской, стадии развития Земли (рис. 2). Аналоги как более ранних, так и более поздних стадий здесь отсутствуют. Причина этого могла быть или в степени их дифференциации в процессе затвердевания магматических океанов, или в различных энергетических возможностях этих планетных тел; соответственно, Луна не может рассматриваться как «запыленное окно в прошлое Земли»



Рис. 2. Диаграмма, иллюстрирующая эволюцию магматизма на Земле и на Луне

(Г.Шмитт), скорее это «сильно запыленное окно» в ранний протерозой. Тем не менее, это "окно" позволяет увидеть, что главные тенденции в развитии этих планетных тел были в целом близки.

Литература

1. Snyder G.A., Lee D.-C., Taylor L.A. et al. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58, № 21. P. 4795–4808.
2. Шарков Е.В., Богатиков О.А. // ДАН. 1999. Т. 368, № 1.
3. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. // *Петрология.* 1997. Т. 5, № 5. С. 503–522.
4. Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.
5. Snyder G.A., Neal C.R., Taylor L.A., Halliday A.N. // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100, № E5. P. 9365–9388.
6. Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V., Yarmolyuk V.V. *Terrestrial Magmatism in the Earth's History.* London: Gordon and Breech Publ., 1999 (in press).

Е.В.Шарков, О.А.Богатиков, И.С.Красивская¹

Петрологические аспекты тектоники раннего докембрия (на примере Балтийского щита)

На примере Балтийского щита показано, что в позднем архее и раннем палеопротерозое главными тектоническими структурами являлись крупные области воздымания и растяжения с мантийным магматизмом и

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

компенсационные области погружения и сжатия (гранулитовые пояса умеренных давлений) с коровым эндербит-чарнокитовым магматизмом.

В архее (3,4–2,7 млрд лет (Ga) назад) областями растяжения здесь являлись *Карельская гранит-зеленокаменная область* (ГЗО) и породы *Мурманского блока* – фрагмента предполагаемой Кольско-Гренландской ГЗО, надвинутого на образования *Кольско-Норвежского гранулитового пояса* (КНГП). Последний в основном сложен метаосадками и, вероятно, являлся седиментационным бассейном. ГЗО образованы преимущественно гранитоидами тоналитового ряда с неправильной сетью зеленокаменных поясов с коматиит-базальтовым магматизмом и по своим геологическим особенностям больше всего напоминают континентальные рифтовые области. Промежуточная зона тектонического течения между этими высоко- и низкоградиентными террейнами сохранилась только со стороны Карельской ГЗО, где она представлена Беломорским подвижным поясом.

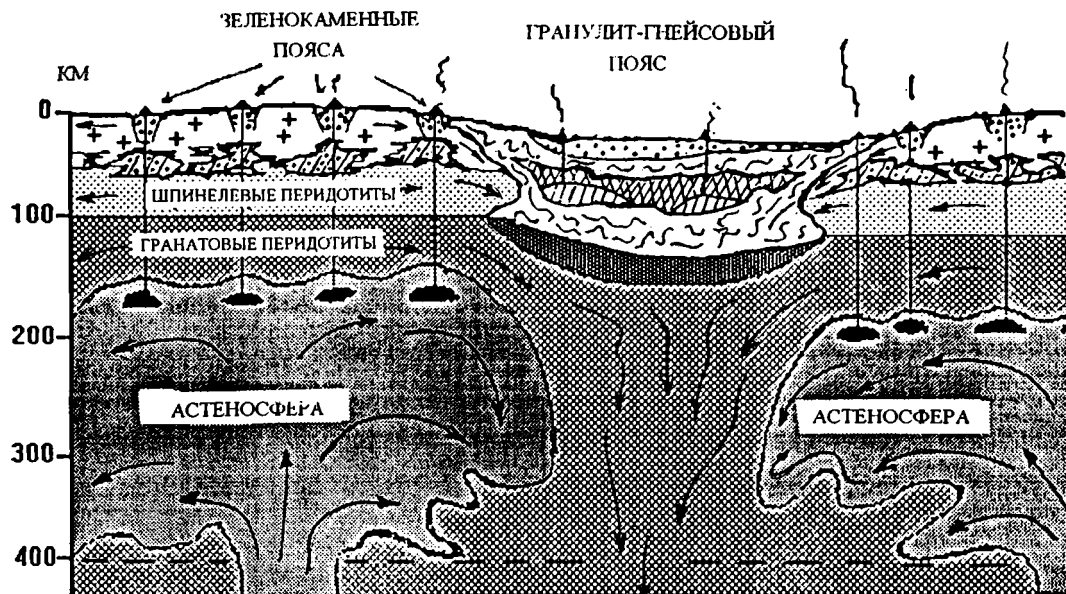
В раннем палеопротерозое (от 2,55 до 2,3 Ga назад) главные элементы строения позднеархейской подвижной области в целом сохранялись, однако Карельская ГЗО и Кольская гранулит-гнейсовая область здесь выступали уже в качестве жестких архейских кратонов, развивавшихся в режиме растяжения. Между ними сформировалась новая область сжатия – Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс умеренных давлений, окруженный переходными зонами тектонического течения, из которых лучше всего сохранился Беломорский пояс, продолжавший развиваться как мобильная структура.

В пределах *кратонов* мощная магматическая активность имела площадное развитие и проявилась в форме вулканогенно-осадочных поясов в рифтогенных грабенообразных структурах, роев габбро-норитовых даек и крупных расслоенных интрузивов, формируя Балтийскую изверженную провинцию, напоминающую по своим масштабам трапповые провинции фанерозоя [1]. Вулканыты здесь представлены широким спектром пород кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии, варьирующими по составу от низкотитанистых пикритов и магнезиальных базальтов до андезитов, дацитов и риолитов, при преобладании базальтов. Расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород являются их глубинными аналогами.

Единственным отличием кратонов от подобных областей внутриплитной активности фанерозоя является состав расплавов, которые в фанерозое встречаются только на активных границах плит. Это предполагает совершенно другой механизм магнообразования, связанный не с зонами субдукции, а с крупномасштабной ассимиляцией вмещающих пород поднимающимися сквозь кору высокотемпературными мантийными расплавами [1].

Как и архейский КНГП, *Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс* образован преимущественно метаосадками и представлял собой седи-

ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ ОБЛАСТЬ



582

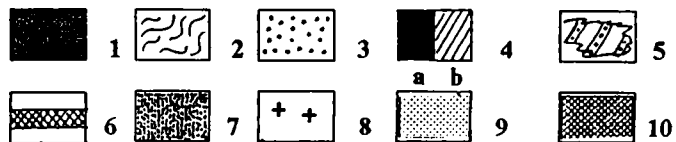




Схема внутриплитной тектоники Балтийского щита в раннем докембри

1 – растекающийся астеносферный плюм; 2 – области нисходящих движений, где аккумулируется избыток корового материала и формируются гранулитовые пояса; 3 – седиментационный бассейн; 4 – зоны магмогенерации: в мантии (а) и в гранулитовом поясе (б); участки андерплейтинга под зеленокаменными поясами; 6 – участки новообразованной нижней коры в гранулитовых поясах; 7 – гранатизированные шпинелевые перидотиты под гранулитовыми поясами; 8 – древняя континентальная кора; 9 – древние литосферные шпинелевые перидотиты; 10 – древние гранатовые перидотиты

ментационный бассейн. В отличие от кратонов, здесь был развит синкинематический коровый эндербит-чарнокитовый магматизм.

Для *Беломорского подвижного пояса* в раннем палеопротерозое был характерен специфический диспергированный магматизм, представленный огромным количеством мелких синкинематических интрузивов основных и ультраосновных пород, рассеянных по всей площади пояса. Эти интрузивы образованы теми же породами, что и расслоенные массивы, но здесь каждая разновидность пород часто образует самостоятельное тело с соответствующим составом зоны закалки.

Тектоника раннего докембрия Балтийского щита. Как в архее, так и в раннем палеопротерозое эти главные тектонические провинции образуют региональную структурно-метаморфическую зональность, которая характеризуется постепенным усилением интенсивности деформаций и метаморфизма в сторону гранулитовых поясов. В целом, характер тектономагматической активности того времени может рассматриваться как внутриплитный. Предложена модель внутриплитной тектоники раннего докембрия Балтийского щита (рисунок), согласно которой ведущим механизмом формирования главных тектонических структур в архее и раннем палеопротерозое был подъем и растекание суперплюмов, над которыми располагались области растяжения, не доходившие в своем развитии до раскрытия океанических впадин. Между плюмами, над областями нисходящих течений в мантии, формировались седиментационные бассейны, где происходила аккумуляция избытка корового материала как в форме осадков, так и тектонических пластин с краев соседних кратонов. Возникновение метаморфической зональности связывается с увеличением выделения тепла внутреннего трения по мере усиления степени деформаций пород в сторону гранулитовых поясов, где они максимальны.

В позднем палеопротерозое, на рубеже 2,2–2,0 Ga назад, произошло значительное изменение характера тектономагматических процессов. В качестве ведущего типа внутриплитного магматизма стали выступать геохимически обогащенные Fe-Ti пикриты и базальты, часто повышенной щелочности. На Балтийском щите появились очевидные геологические признаки тектоники плит: Лапландская сутурная коллизийная зона, представленная узким поясом гранулитов высоких давлений, Печенгско-Варзугский задуговой бассейн с базальтами типа MORB, офио-

литовые ассоциации, связанные с формированием литосферы Свеконского океана с возрастом около 2 Ga, и т.д. [2].

С этого времени на Земле устанавливается два типа тектономагматической активности: 1) продолжающая свое существование внутриплитная и 2) набирающая силу активность на границах плит (собственно плейт-тектоника). В отличие от фанерозоя, в позднем докембрии они были близки по масштабам, и только в фанерозое внутриплитный магматизм начинает играть подчиненную роль, а главный объем магматической деятельности уже связан с активными границами плит.

Таким образом, в процессе развития Земли происходила эволюция не только магматизма, но и характера тектономагматической активности в целом. Поэтому реконструкция тектономагматических процессов раннего докембрия только на основании геохимических данных по магматическим породам, без учета всей геологической ситуации, с нашей точки зрения, может привести к ложным выводам о сущности происшедших тогда геологических процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64458).

Литература

1. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. // Петрология, 1997. Т. 5, № 5. С. 503–522.
2. Sharkov E. V., Smolkin V. F. // Prec. Res., 1997. V. 82. P. 133–151.

А.М.Шарова¹

Структура фундамента восточной части Сибирской платформы

В основу концепции формирования кристаллического фундамента Сибирской платформы предлагается использовать постулат о цикличности тектонических процессов, происходящих в литосфере Земли под воздействием конвективных течений в ее глубоких недрах. Этот постулат сформулирован в 1966 г. канадским геологом Дж.Т.Уилсоном, который предложил рассматривать геологическую историю Земли как серию сложных, последовательных циклов раскрытия и закрытия океанов [1].

Для реконструкции геодинамических обстановок прошлого предлагается, наряду с геологическими индикаторами, использовать геофизические индикаторы (геофизические аномалии), которые являются равно представительными для всего региона. Каждой геодинамической обстановке присущ свой, достаточно индивидуальный набор геофизических

¹ Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия

аномалий. Наиболее четкие геофизические особенности характеризуют обстановки древних: рифтогенеза, спрединга и субдукции на месте Сибирской платформы. Сложнее дело обстоит с геофизическими индикаторами аккреции и коллизии, так как большая часть геофизических индикаторов оказывается унаследованной от предыдущих геодинамических обстановок. Важнейшим этапом является анализ консервативности различных геофизических полей. Консервативные геофизические характеристики сохраняются в современных геофизических полях и несут информацию об эволюции литосферы.

Наиболее контрастно структура океанического ложа фиксируется аномальным магнитным полем, что обуславливается, прежде всего, протяженными зонами магматизма (интерпретируемыми как рифтовые зоны) и переменной знака намагниченности пород. С течением времени намагниченность пород уменьшается, амплитуда аномалий становится меньше, но структура самого поля сохраняется. Общепринято, что аномальное магнитное поле отражает вещественный состав геологических образований.

Гравитационное поле при расчлененном рельефе фундамента в первую очередь отражает структурный фактор, так как плотностная граница между породами фундамента и осадочным чехлом может достигать $0,5 \text{ г/см}^3$. Наряду с этим, гравитационное поле также выделяет комплексы пород различной плотности: так, на Анабарском щите наиболее контрастная плотностная граница между породами далдынской и верхнеанабарской серий составляет не более $0,15 \text{ г/см}^3$, а на Алданском щите разница в плотности олекминской и курультинской серий достигает $0,4 \text{ г/см}^3$.

Сейсмические данные в данном случае применяются лишь косвенно, как индикаторы глубины залегания фундамента. К консервативным признакам можно отнести и физические свойства горных пород, которые содержат информацию об эволюции вещественного состава геологических структур и, в конечном счете, формируют наблюдаемые геофизические поля. Таким образом, наиболее информативными для выделения структурных элементов по геофизическим признакам являются вещественный состав блоков пород и их возраст.

Опыт тектонического районирования, как правило, предлагает выделение двух главных типов структур: стабильных блоков (кратонов) и подвижных поясов. В понятие подвижного пояса входит большинство зон разрядки глубинных процессов, прослеживающихся на большие расстояния [2]. Здесь предлагается под понятием «подвижный пояс» принять такие геотектонические обстановки, как континентальный рифт (палеорифт), активная рифтовая зона (палеоось спрединга) и океанская дуга (палеодуга). Эти структурные элементы однозначно отражаются в аномальном магнитном поле линейными магнитными аномалиями, а в гравитационном поле – аномалиями противоположного знака. Характер аномального магнитного поля дает возможность разделения этих струк-

тур. Палеосои спрединга имеют сложную, но всегда линейную структуру магнитного поля, в то время как линейные зоны палеорифта и океанической палеодуги не обладают подобной линейностью и несут, в основном, информацию о магматических процессах, происходивших в этих обстановках. В пределах верхнеархейских палеорифтовых зон линейными аномалиями картируются пласты магнетитовых кварцитов.

Сложнее определить природу блоков кристаллических пород, ограниченных линейными зонами. Следуя за принятым геологами делением по вещественному составу, можно выделить две группы блоков (протократонов): гранит-зеленокаменные (ортопороды) и тоналит-трондьемит-гнейсовые (парапороды) [5].

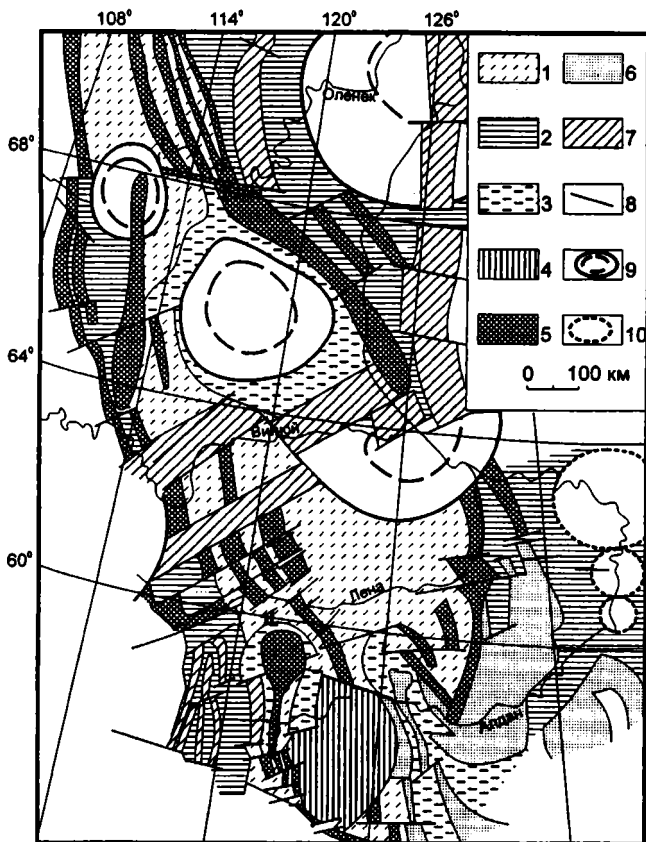
В составе первой группы блоков определяющую роль должны играть ортопороды, обладающие повышенными магнитными свойствами. К ним можно отнести блоки, сформированные в геотектонических обстановках: раннеархейские океанские котловины, активные окраины, элементы архейских океанских дуг и другие тектономагматические очаги, распространенность которых в раннеархейский период должна быть значительной, так как мощность земной коры, по-видимому, была небольшой. Магнитное поле такого блока (протократона) должно отличаться сложным характером, так как оно отражает состав пород, образовавшихся в период существования этого блока. Гравитационное поле имеет повышенный уровень, относительный максимум Δg_B .

Вторая группа блоков состоит преимущественно из парапород, т.е. пород осадочного происхождения. Они образуются в геодинамических обстановках, соответствующих образованию позднеархейских океанических абиссалий, платформенных прогибов и океанических желобов. По магнитной восприимчивости эти породы, как правило, практически немагнитные, и в магнитном поле фиксируются сравнительным минимумом (ΔT)а или нормальным магнитным полем.

Осложнения аномального магнитного поля вносятся за счет последующего проявления магматизма, который может быть представлен континентальным рифтогенезом и интрузиями различного состава. Выделение этих компонентов на фоне спокойного магнитного поля не составляет затруднений. Гравитационное поле имеет пониженный уровень, относительный минимум Δg_B .

Дополнительно к рассмотренным геотектоническим элементам на предлагаемой схеме вынесены зоны аномальных полей, интерпретируемые как *мантийные плюмы*. Мантийные плюмы, или просто плюмы, представляют собой сравнительно узкие колонны разогретого вещества, поднимающиеся из глубоких слоев мантии (Структурная геология и тектоника плит; Т.2).

Геологическим индикатором плюмов является вулканическая активность, а также пересечение авлакогенов. Диагностическими признаками плюмов в геофизическом поле являются дугообразные или кольцеобразные зоны магнитных аномалий – максимумы гравитационного поля.



Предполагаемая структура фундамента восточной части Сибирской платформы

1 – палеоокеанская абиссаль (палеокотловина); 2 – палеопрогиб, пассивная палеоконтинентальная окраина; 3 – палеоокеанский желоб; 4 – активная палеоконтинентальная окраина; 5 – палеоось спрединга; 6 – океанская палеодуга; 7 – континентальный палеорифт; 8 – трансформный разлом; 9 – плюм; 10 – предполагаемые проявления щелочно-ультраосновного магматизма

Выделенные как *плюмы* элементы гравитационного и магнитного полей являются как бы «чужеродными» и не вписываются в рисунок аномалий, характерный для этой территории.

Таким образом, анализ геолого-геофизических данных свидетельствует о наличии в составе кристаллического фундамента архейских образований двух типов: субокеанического и субплатформенного, объединенных поясами вулканогенноосадочных и магматических пород. Кроме того, в структуре фундамента значительная роль, очевидно, принадле-

жит и более поздним рифтогенным образованиям, представляющим собой кору переходного типа.

Литература

1. *Апонов С.В.* Геофизический анализ эволюции литосферы. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1998. 92 с.
2. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 227 с.
3. *Саврасов Д.И., Камышева Г.Г.* Физические свойства докембрийских кристаллических пород Анабарского щита // Уч. Зап. НИИГА. Регион. геол. 1966. Вып 8. С. 169–187.
4. *Саврасов Д.И., Габышева Г.А.* Физические свойства кристаллических пород олекминской серии верхнего архея в западной части Алданского щита // Сб. науч. тр. «Геофизические исследования в Якутии». Якутск, 1998. С. 60–68.
5. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С.Гусев, А.Ф.Петров, Г.С.Фрадкин и др. М.: Наука, 1985. 247 с.
6. *Шарова А.М.* Физические свойства горных пород структурно-вещественных комплексов Алданского щита // Сб. науч. тр. «Геофизические исследования в Якутии». Якутск, 1990. С. 128–136.
7. *Шарова А.М.* Тектоническая модель верхней части земной коры Алданского щита: Тез. докл. IV съезда по геомагнетизму. Владимир-Суздаль, 1991. С. 58.

К.Н.Шатагин¹, К.Е.Дегтярев², О.В.Астраханцев², М.В.Лучицкая²

Источники вещества гнейсово-амфиболитового аллохтонного комплекса Ильменогорской зоны Восточного Урала: результаты геохимических и изотопных исследований

Метаморфические комплексы, широко распространенные в коллизионных складчатых системах, являются гетерогенными образованиями, структура и состав которых отражают различные этапы их эволюции. Главную роль в становлении этих комплексов играют: обдукция офиолитовых и вулканогенно-осадочных аллохтонов на блоки с сиалическим фундаментом и последующая коллизия различных палеоструктур. Сформированные сложнодислоцированные и зонально метаморфизованные комплексы, в строении которых участвуют тектонически сближенные разнородные и разновозрастные образования, на завершающих этапах коллизии часто переработаны гнейсово-купольными процессами. Строение таких метаморфических комплексов детально изучено в южной и центральной частях Урало-Монгольского пояса [5]. На Урале подобные образования известны в Ильменогорской зоне Восточного Урала, где проводилось их исследование.

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Ильменогорская зона Восточного Урала имеет покровно-складчатое строение. В ней выделяются фрагменты протерозойской сиалической коры и шарьированные на них покровы осадочных и вулканогенных комплексов, метаморфизованных вплоть до амфиболитовой фации. Поверхности наиболее крупных надвигов маркируются метаморфизованными серпентинитовыми меланжами.

Автохтон сложен нижнепротерозойской селякинской толщей – гранат-биотитовые плагиогнейсы, кварцито-гнейсы, амфиболиты, кварциты, мраморы – и верхнепротерозойской вишневогорской толщей – биотитовые гнейсы, кварцито-гнейсы, кварциты с прослоями диопсид-плагиоклазовых кристаллосланцев, кальцифиров и мраморов. Первая рассматривается как фундамент, а вторая – как чехол докембрийского микроконтинента.

Аллохтон образован пакетом смятых в лежачие складки покровов, сложенных метагипербазитами, различными ниже-среднепалеозойскими метавулканогенными и метаосадочными толщами. Среди комплексов аллохтона по степени метаморфизма выделяются гнейсово-амфиболитовая и зеленосланцевая зоны, связанные постепенными переходами. В строении гнейсово-амфиболитовой зоны участвуют различные амфиболиты, плагиогнейсы, графитистые кварциты (ильменогорская, кыштымская толщи), плагиогнейсы, амфиболиты и двуполевошпатовые мигматиты (еланчикская толща). Зеленосланцевая зона сложена углеродисто-кремнистыми сланцами, кремнистыми сланцами, кварцитами (игишская толща), метаморфизованными конгломератами, песчаниками и алевролитами с прослоями мраморизованных известняков и углеродистых сланцев (кундравинская толща). Различные толщи, входящие в состав аллохтона, имеют друг с другом тектонические контакты, к которым приурочены линзы метаморфизованных гипербазитов. Аллохтонные комплексы в конце палеозоя были шарьированы на докембрийский микроконтинент [2].

Структурно наиболее низкая часть покровного пакета обнажается в районе Чашковского и Еланчикского массивов, являющихся области развития гранито-гнейсовых купольных структур. Эти массивы представляют собой сочетание антиформ разнообразной морфологии, ядра которых сложены гранитами и гранито-гнейсами, и межкупольных синформ, образованных мигматитизированными амфиболитами, кварцитами и метаморфизованными ультрабазитами. Чашковский массив сложен преимущественно очковыми биотитовыми гранито-гнейсами, реже встречаются мусковитовые и амфиболовые-разности. Еланчикский массив образован чередующимися биотитовыми и мусковитовыми гранито-гнейсами. В строении рассматриваемой зоны также участвует пластообразный Ильменогорский массив нефелиновых сиенитов, залегающий среди автохтонных комплексов.

На востоке Ильменогорской зоны аллохтонные образования прорываются гранитами Кисегачского массива, Rb-Sr изотопный возраст которых

составляет 263 ± 21 млн лет [4]. Эти граниты не имеют следов метаморфических преобразований и определяют верхний возрастной предел для процессов шарьирования.

Исследованы образцы гранито-гнейсов и амфиболитов Чашковского и Еланчикского массивов, а также амфиболиты из вмещающих эти массивы кыштымской и еланчикской толщ. Содержания элементов-примесей определялись методом масс-спектрометрии с ионизацией индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Три образца (гранито-гнейс Еланчикского массива, гранито-гнейс и амфиболит из Чашковского массива) были изучены Rb-Sr и Sm-Nd изотопными методами.

Согласно полученным геохимическим результатам, отчетливо выделяются два типа гранито-гнейсов (рис. 1). Большая часть изученных образцов обладает спектрами распределения РЗЭ и содержаниями других элементов-примесей, близкими к таковым в континентальной коре. Два гранито-гнейса, один из которых представляет Еланчикский, а другой – Чашковский массивы, отличаются на порядок более низкими содержаниями РЗЭ, меньшим La_n/Yb_n отношением и низкими содержаниями Th, Sc, Nb, Ta и некоторых других элементов-примесей. Вместе с тем, Nd-модельный возраст пород обеих геохимических групп гранито-гнейсов сходен (1,0–1,2 млрд лет) и близок диапазону значений, ранее полученных для интрузивных гранитоидов Восточного Урала (0,8–1,0 млрд лет) [1].

Среди изученных образцов амфиболитов выделяются три разновидности (рис. 2). Одна, представленная образцами из Чашковского массива и кыштымской толщи, характеризуется сравнительно пологим распределением РЗЭ и отсутствием отрицательной Eu-аномалии, а также высокими содержаниями Sc и элементов группы железа. Амфиболиты этой группы имеют примитивный изотопный состав ($\epsilon_{Nd}(T)=+7,4$, $\epsilon_{Sr}(T)=-7,7$). Вторая разновидность, представленная амфиболитом из Еланчикского массива, имеет «коровые» распределение РЗЭ и содержания других элементов-примесей. Третью разновидность, представленную амфиболитом из еланчикской толщи, отличает отчетливая отрицательная Ce-аномалия в распределении РЗЭ.

Контрастное различие между выделенными геохимическими группами исследованных пород амфиболит-гнейсового комплекса указывает на их образование из протолитов разного состава и происхождения.

Протолитом большинства гранито-гнейсов Чашковского массива, вероятно, являлись средние и кислые магматические породы. На это указывает умеренно глиноземистый состав гранито-гнейсов [3] и характерное распределение РЗЭ и других элементов-примесей. Полученные изотопные данные свидетельствуют о коровом характере протолитов.

Гранито-гнейсы Еланчикского массива и часть пород Чашковского массива образовались из пород осадочного происхождения, что подтверждает их высокоглиноземистый состав. Распределение и содержания РЗЭ и других элементов-примесей значительно отличаются от характеристик, свойственных континентальной коре. Возможно, источни-

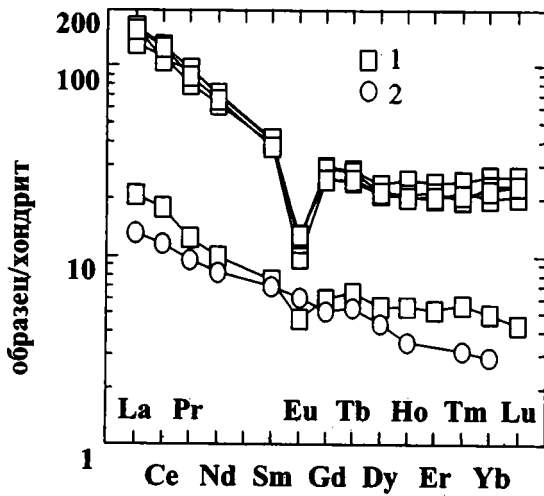


Рис. 1. Распределение РЗЭ в гранито-гнейсах Чашковского (1) и Еланчикского (2) массивов

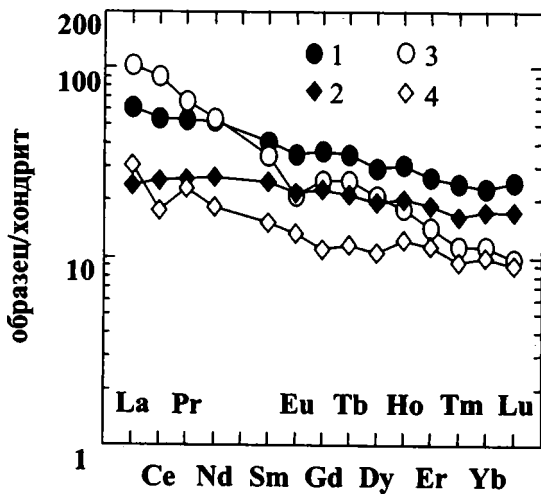


Рис. 2. Распределение РЗЭ в амфиболитах Чашковского массива (1), кштыгской толщи (2), Еланчикского массива (3) и еланчикской толщи (4)

ком сноса была кора переходного типа. Близкие изотопные характеристики еланчикских и чашковских гранито-гнейсов делают предположение о значительном различии в источнике их протолитов неоднозначным.

Nd-модельный возраст гранито-гнейсов (1,0–1,2 млрд лет) свидетельствует, о том, что комплексы фундамента микроконтинента (с возрастом 1,9–2,1 млрд лет [1]) не играли сколько-нибудь существенной роли в источнике гранито-гнейсов.

Характер распределения РЗЭ в амфиболитах указывает на два различных протолита: базальты и осадочные породы. Амфиболиты с пологим распределением РЗЭ и примитивными изотопными характеристиками образовались по базальтам СОХ или островодужного типа. Протолитом амфиболита с отрицательной Се-аномалией могли быть базальтоиды, аналоги которых известны в Марианской островной дуге [7]. Амфиболит с «коровым» распределением РЗЭ и других элементов-примесей образовался по осадочной породе глинисто-карбонатного состава.

Выводы.

1. В результате проведенных изотопно-геохимических исследований выявлено, что в гнейсово-амфиболитовом комплексе Ильменогорской зоны тектонически совмещены породы, резко различающиеся по своему происхождению. Выделено два основных источника пород гнейсово-амфиболитового комплекса: 1) континентальная кора и 2) кора океанического типа.

2. Совмещение образований различной геодинамической природы происходит в результате обдукции фрагментов коры и осадочного чехла океанического бассейна на микроконтинент в позднем палеозое.

3. Завершающие этапы обдукции и последующая коллизия сопровождались метаморфической и тектономагматической переработкой аллохтонов, которая, тем не менее, не привела к полной утрате геохимического своеобразия вещества из разных источников. Последнее указывает на краткость этих процессов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №97-05-64914) и проекта конкурса-экспертизы 1997 г. молодых ученых РАН.

Литература

1. Краснобаев А.А. и др. Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы // Урал. Минерал. Сб. 1998. № 8. С. 112–117.
2. Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. Покровная структура Сысертско-Ильмено-горской зоны Восточного Урала // ДАН (в печати).
3. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс, 1994, 250 с.
4. Ронкин Ю.Л. и др. К-Аг и Rb-Sr изотопная систематика гранитоидов Кисегачского массива ильменогорского комплекса: Гранитные вулканоплутонические ассоциации: Тез. Докл. Всерос. Совещ. Сыктывкар, 1997. С. 44–46.
5. Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизонной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.
6. Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Луцицкая М.В. Изотопно-геохимическая неоднородность континентальной коры Восточного Урала: Результаты изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника (в печати).
7. Hole M.J. et al. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands // J. Geol. Soc. London. 1984. V. 141. P. 453–472.

Глубинные «очаги» разуплотнения в плитном сценарии алтаид

Рассматривается плитотектоническая позиция крупных и уникальных месторождений урана, золота, редких металлов; дается «мобилистская» (с использованием тангенциальных сжимающих усилий P) трактовка формирования глубинных «очагов» разуплотнения в основании плитных систем Казахстана, Средней Азии, юга Сибири. Показывается, что мощные «очаги» разуплотнения в основании, нижних и верхних частях земной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса, мощностью десятки и сотни тысяч квадратных километров, трассируют области фронтального столкновения и коллизии («спайки») древних континентальных окраин – Кокчетав–Северо-Тянь-Шанской, Каракумо–Алайской и др., – и очерчивают грандиозные по масштабам и времени функционирования структуро- и рудообразующие системы тангенциального сжатия. В плитном сценарии алтаид [3] им соответствуют каменноугольно-пермские сутуры, магматические фронты, фронты надвигов и т. д.; а также крупнейшая на юге СНГ мегапровинция W, Sn, Au, TR. В Центральном и Юго-Восточном Забайкалье с ними сопряжена средне-позднепалеозойская – раннемезозойская область задугового «рифтинга» (область растяжения), которой соответствует крупнейшая на юге Сибири мегапровинция урана.

Методика исследований. В середине 80-х годов сотрудниками ВИМСа Р.Ф.Данковцевым и Н.И.Мусеибовым была создана методика глубинного гравиметрического «зондирования» земной коры, суть которой заключалась в разделении наблюдаемого гравипотенциального поля на ряд разночастотных составляющих (карт – «гармоник»), каждая из которых была освобождена от влияния смежных и привязана к определенному интервалу глубин. Разделение поля осуществлялось набором специальных круговых и кольцевых палеток, являвшихся своеобразным фильтром для аномалий определенного ранга. В зависимости от масштабов исследований общая глубина «зондируемой» земной коры варьировала от 40–60 км при обработке гравиметрических карт масштаба 1 : 1 000 000 до 2–3 км при обработке гравиметрических карт масштаба 1 : 50 000. При системном анализе складчатых областей и древних платформ это позволяло последовательно детализировать плотностную неоднородность верхних горизонтов земной коры, при прогнозных исследованиях – последовательно приближаться к рудным таксонам: район, узел, поле.

¹ Всероссийский научно - исследовательский институт минерального сырья (ВИМС), Москва, Россия

свидетельствуют глубинные центры плотных масс и общий «неграницитизированный» субстрат коры. В плане нижних «гармоник» наблюдаемого поля силы тяжести масштаба 1 : 1 000 000 (интервал глубин 25–45 км и ниже) этой области соответствует тройное сочленение осей плотных масс (осей «рифтинга»). В рудно-формационном плане – крупнейшая на юге Сибири мегапровинция урана.

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 энерго-магматической системы критериев прогноза урановых месторождений // Отечественная геология. 1995. № 11. С. 8–17.
3. Шенгёр А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 41–56.

Б.Ф.Шевченко¹

Глубинная структура и геодинамика зоны перехода океан-континент

Новые данные, полученные в последнее время в пределах зоны перехода континент–океан (Охотское море, континентальная часть Дальнего Востока России, Северо-Восточный Китай) в виде составленных сводных карт аномалий поля силы тяжести, аномалий магнитного поля, сейсмологических данных в виде многоуровневых сейсмотомографических моделей [6], расчеты девиаторных и касательных напряжений в земной коре и литосфере [3], после процедуры комплексной интерпретации, позволили составить (до относительно небольших глубин) схему тектонического районирования для исследуемой территории.

Предварительно было выполнено районирование магнитного и гравитационного полей (выделены зоны градиентов полей, зафиксированы направления осей положительных и отрицательных изолированных локальных аномалий). Ранжирование зон градиентов выполнено с учетом ранее сделанных региональных построений (Ю.Ф.Мальшев). На основании результатов сейсмотомографических исследований проведено районирование по двум литосферным слоям (0–35 км, 35–70 км), на которых выделены разноскоростные глубинные объекты. Границы между объектами (телами), как и собственно отдельные тела, на этих глубинных уровнях имеют определенный геолого-структурный смысл.

¹ Институт тектоники и геофизики (ИтиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Комплексное использование вышеприведенных материалов основано на иерархичности и, как следствие этого, разноглубинности выделенных по различным геофизическим полям структурных элементов. Увеличение глубинности выделяемых структурных элементов в общем случае идет в направлении: элементы магнитного поля, элементы гравитационного поля, элементы скоростного поля. Результат указанного подхода реализован в виде схемы комплексного геофизического районирования.

Схема комплексного геофизического районирования представляет собой модель блокового строения литосферы до глубин 70 км. Блоки несут в себе информацию о скоростном разрезе (6 типов, соотношения скоростей в слоях 0–35 и 35–70 км). Границы между блоками (границы первого ранга) соответствуют глубинам в 70 км и более. Внутри блоков установлены границы двух типов: с глубинами заложения более 30 км (сквозькоровые) и до 30 км (коровые). Первый тип (70 км и более) выделен по признаку совмещения в пространстве всех трех разнородных структурных элементов геофизических моделей (магнитная, гравитационная, скоростная).

Типы разрезов выделенных литосферных блоков имеют определенную латеральную зональность (в пределах исследуемой области образуют пространственную периодичность). Зональность обусловлена сменной свойств (в первую очередь, скоростных) в пределах каждого блока.

Пространственная периодичность присутствует и в иных свойствах: механические напряжения в основании литосферы [3], геохимические неоднородности земной коры [2]. Структурное подобие геологических и геофизических границ между складчатыми системами (Монголо-Охотский и Сихотэ-Алинской) в пределах континентальной части явилось основанием для трансляции временных взаимоотношений и проведения соответствующих границ раздела в ближайшей к материку акватории. На построенной схеме нашли отражение глубинные границы всех входящих в район исследования главных структурных подразделений. Сибирская плита на глубине расположена в своих традиционных границах. Граница сочленения с Монголо-Охотской складчатой системой в южной и восточной частях имеет сложный надвигово-поддвиговой характер. Юго-восточная граница сочленения, перекрытая с поверхности образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, является субвертикальной. Области литосферы, имеющие аналогичные глубинные характеристики и расположенные вне известных выходов комплексов Сибирской платформы, проинтерпретированы как идентичные образования, но не имеющие выхода на земную поверхность.

Следующий крупный структурный элемент – срединные массивы – имеют свои глубинные типы разрезов. Из известных массивов в пределах территории исследования – Цзямусы-Буреинского, Охотоморского, Ханкайского, Охотского, первые три имеют уверенные глубинные границы. Охотский массив в глубинных разрезах по выполненным построениям не просматривается. Различная глубинная выраженность ука-

занных структур свидетельствует об их различной истории геологического развития. Судя по более изученной части Буреинского массива (Малохинганский блок), различия в эволюции массивов началось с нижнего мела.

Области литосферы со сходными глубинными характеристиками, но не имеющие выходов соответствующих геологических образований на земную поверхность, проинтерпретированы как разновозрастные срединные массивы. Это области, расположенные: восточнее Охотского массива, в низовьях р. Амур, в пределах о-ва Сахалин и в южной части Татарского пролива. Монголо-Охотская складчатая система в своих глубинных границах обрамляет Сибирскую платформу с юга, юго-востока (в пределах акватории западной части Охотского моря) и с востока. Глубинная граница этой системы с иными главными структурными элементами (срединные массивы, Сихотэ-Алинская складчатая система), имеет более сложную конфигурацию, обусловленную, в первую очередь, не выходящим на земную поверхность срединным массивом, который расположен в низовьях р. Амур. В верхних частях земной коры образования Монголо-Охотской складчатой системы, как и Сихотэ-Алинской, налегают на этот срединный массив.

Сихотэ-Алинская складчатая система в пределах своих глубинных границ также имеет тенденцию к обтеканию как Сибирской платформы, так и Цзямусы-Буреинского срединного массива. Комплексы Хоккайдо-Сахалинской складчато-надвиговой системы [5], с одной стороны, налегают (надвинуты) на образования Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, а с другой – развиваются на более древних и стабильных фрагментах литосферы в пределах о-ва Сахалин и южной части Татарского пролива. Ранее эти области нами были отнесены к срединным массивам, не имеющим выхода на земную поверхность. В пределах этой складчато-надвиговой системы уверенно выделяются глубинные наклонные границы вдоль восточного побережья о-ва Сахалин с направлением падения в сторону впадины Дерюгина. По разнонаправленности плоскостей падения глубинных границ в пределах рассматриваемых систем, граница между континентальной частью и о-ва Сахалин имеет характер левостороннего сдвига с глубиной заложения 70 км и более.

Комплексная блоковая геофизическая модель позволила провести указанную выше тектоническую интерпретацию исследуемой территории. Привлечение информации о слоях (подошва литосферы, подошва земной коры) позволяет перейти к оценке некоторых геодинамических характеристик зоны перехода океан–континент. Для рассматриваемой территории построены карта глубин до подошвы литосферы (термическая и магнитотеллурическая граница) и карта глубин до поверхности «М» (сейсмические данные). Совместный анализ слонсто-блоковой модели показывает, что низкоскоростным блокам литосферы соответствуют сокращение мощности земной коры в пределах акватории Охот-

ского моря и Татарского пролива. Там же отмечается сокращение мощности литосферы (Южно-Охотская, Центрально-Татарская, Южно-Татарская, Дерюгинская глубоководные впадины).

В пределах континентальных впадин (Среднеамурская, Саньцзян, Амуро-Зейская, Сунляо) отмечается иное сочетание глубинных характеристик. Для первых трех характерно наличие низкоскоростного разреза, увеличение мощности литосферы. Уменьшение мощности земной коры отмечается для Среднеамурской и Саньцзян, а для Амуро-Зейской установлено увеличение мощности коры. Для Сунляо характерен высокоскоростной разрез и сокращенные мощности земной коры и литосферы в целом. Установленные особенности глубинной структуры зоны перехода, их сходства и различия интерпретируются как ряд разновозрастных мантийных диапиров, которые обусловили режим растяжения литосферы и ее верхней части – земной коры.

Следовательно глубинным неоднородностям (блокам) можно приписать временные характеристики (в пределах акватории под котловинами – миоцен, под Среднеамурской и Саньцзян – нижний-верхний мел, под Амуро-Зейской – юра–нижний мел). В пользу подобного механизма, особенно в пределах Южно-Охотской котловины, свидетельствуют также данные по распределению теплового потока, результаты исследований по величинам и направлениям векторов напряжений в коре и верхней мантии [1]. По нашему мнению, мантийные диапиры, наряду с иными возможными геодинамическими механизмами [4], обуславливают тектоническую эволюцию зоны перехода океан–континент.

Литература

1. *Аверьянова В. Н., Волков А.Н., Лифшиц М.Х., и др.* Вопросы глубинного строения и развития Курильской зоны современного вулканизма // Труды 2-го Всесоюзного вулканологического совещания. М.: Наука, 1994. Т. 3. С. 25–39.
2. *Кравченко Н.С.* Вещественные неоднородности геологических объектов. Владивосток, 1998. 183 с.
3. *Маслов Л.А.* Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Хабаровск - Владивосток, 1996. 198 с.
4. *Морозов В.Н.* Глобальный тектоногенез: Основные черты. М.: ГЕОС, 1999. 169 с.
5. *Харахинов В.В.* Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции: Автореф. дис...д-ра геол.-минер. наук. Оха-на-Сахалине, 1998. 77 с.
6. *Van der Hilst H.D., Engdahl E.R., Spackman W.* Tomographic inversion of P and p P data for aspherical mantle structure below the northwest Pacific region // *Geophysicalcal Journal international*. 1993. V. 115, №3. P. 264–310

Глубинная структура Байкальской рифтовой зоны на основе метода совместного анализа гравимагнитных полей

Предлагаемый метод основан на аналитических и численных расчетах синтезирующей трансформанты гравимагнитных полей, называемой D -функцией. Ее физический смысл состоит в том, что для однородных источников, имеющих постоянное отношение избыточной намагниченности к избыточной плотности пород, она будет также постоянной величиной и независимой от формы тел и угла их намагниченности. В случае неоднородных источников (моделей), в пределах которых указанное отношение непостоянно, трансформанта принимает аномальные значения, характерные для данной модели, а на уровнях верхнего полупространства она достигает в некоторых точках экстремальных значений. Для рассмотренных моделей неоднородных сред точки экстремумов совпадают с особыми точками бесконечности (максимумами) и нулевыми (минимумами) при определенном распределении аномальных гравимагнитных масс в пространстве. Это позволяет распознать такие структуры в коре, которые нельзя выделить путем анализа отдельно взятых гравитационного и магнитного полей. Для большинства моделей проведен аналитический расчет D -функции (прямая задача) и даны упрощенные оценки их параметров (обратная задача) по особым точкам, в которых эта функция достигает экстремума на уровнях верхнего полупространства. В числе простых двухуровневых моделей использовались цилиндры, материальные полуплоскости, пласты конечной мощности и призмы. Модель призмы достаточно сложна и описывается только с помощью численного моделирования.

Сопоставляя модели глубинных разломных зон, ограничивающих центральные части Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) на запад-северо-западе и восток-юго-востоке, отметим, что первые из них имеют разуплотненные, а вторые, наоборот, – более плотные глубинные пласты. Это истолковывается как то, что запад-северо-западные разломы являются более молодыми и активными, тогда как восток-северо-восточные – более древними, залеченными разломными зонами. Кроме этих зон и зон разуплотнения (растяжения), показаны также разломы в верхней части коры, трассируемые по локальным максимумам D -функции на нулевом уровне. Результатом исследований по методике совместного анализа гравимагнитных полей явилось проведение аналитических и численных расчетов аномалий D -функции для шести моделей разнородных сред, позволяющих определить тип и плановое положение неоднородности по гравимагнитным полям. Выяснилось, что расчетные значения этой

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

функции имеют на уровнях верхней полуплоскости особенности, которые не имеют исходные поля. В частности, к их числу принадлежат точки бесконечности (максимумы), которые обусловлены распределением аномально плотных масс, и нулевые точки (минимумы), связанные с распределением магнитных масс в земной коре. Первая из особенностей выделяет в разрезе земной коры глубинные разломы и разломные зоны, тогда как другая – ее петрологические неоднородности. Кроме этого, параметры выделенных моделей геологических структур определяются по отдельно взятым полям Δg и ΔT_a (ΔZ) и могут быть дополнены новым расчетным параметром с помощью выведенных в работе простых соотношений, связывающих его с высотами точек.

Применение вышеуказанной методики позволило уточнить структурно-тектонические особенности БРЗ. В частности, выявлены и количественно описаны западная и восточная границы центральной части БРЗ (представленные разломами и разломными зонами), отделяющие ее от сопредельных структур. Оценены средняя глубина и угол падения разломов, которые на западной границе центральной части БРЗ меньше, чем на восточной (28–40 км и 65–70° против 35–46 км и 80–85°). В центральных частях БРЗ протрассированы разломы верхних горизонтов земной коры и не обнаружено ни одного глубинного мантийного разлома. Единственным исключением является разлом, разделяющий среднюю часть БРЗ на Северо-Байкальскую и Северо-Восточную (Баргузинскую) части. Признаков современного (кайнозойского) вулканизма в нижних слоях осадочного чехла Байкальской впадины не установлено. Глубины выделенных разнородных структур в пределах Байкальской впадины, в основном, не превышают 15–20 км. На больших глубинах наблюдается изотропность коры и верхов мантии. В пределах центральных частей БРЗ выделены разуплотненные линейные зоны чехла и фундамента, которые хорошо коррелируются с частотой и положением гипоцентров землетрясений. Также установлено, что, несмотря на пониженную плотность, породы фундамента восточных частей акватории Байкала и сопредельных территорий обладают повышенной намагниченностью (в среднем на 25%) до глубины 13–15 км, что может быть связано с обогащением гранитов фундамента магнетитом.

С.И.Шерман, О.В.Лунина¹

Напряженное состояние верхней части литосферы Земли

Исследования напряженного состояния литосферы являются одной из основных задач геотектоники, которым в последние годы уделяется

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

очень большое внимание. Действительно, напряжения – это тот тонус литосферы, который определяет ее реакцию на всякие воздействия и влияет на характер течения геолого-геофизических процессов. Через напряженное состояние можно подходить к долгосрочному прогнозу ряда геолого-геофизических процессов, а ретроспективно – понять правомерность подобных заключений [1].

Только в последние годы с опубликованием большого количества работ по напряженному состоянию коры и в целом литосферы появилась возможность комплексного анализа типов напряжений и их пространственного распределения на поверхности Земли [2–11 и др.]. Среди цитированного, далеко не полного, перечня работ всемирную известность получила Карта полей напряжений мира, составленная большим коллективом исследователей под руководством М.Л.Зобак [2]. При ее построении использовано более 6700 данных об ориентировках напряжений, полученных на базе различных, преимущественно сейсмологических методов исследований. Последнее привело к необходимости изображений напряженного состояния на карте в векторной форме.

Из-за того, что сейсмологические данные даже для одного и того же сейсмоактивного региона часто различаются по типам подвижек в очагах землетрясений, которые используются для оценки напряженного состояния, на карте [2] приведены все известные данные для конкретных регионов. В результате потеряна тектоническая однозначность интерпретации данных. В связи с тем, что сейсмологические данные характеризуют практически мгновенный временной этап в напряженном состоянии верхней части литосферы и их распределение на ее поверхности крайне неравномерно, опубликованная карта пока не нашла широкого использования в геотектонике и геодинамике. Кроме того, векторная форма изображения напряженного состояния литосферы не всегда позволяет сопоставить его с тектоническим районированием и геодинамическим режимом территорий.

На базе использованных в [2] материалов, новых публикаций [7, 9, 10 и др.], методических разработок [1, 3, 4 и др.], тектонических карт [7, 8 и др.] и карт отдельных регионов [10, 11 и др.] нами составлена новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли (рисунок). При ее построении использованы сейсмологические данные по решению механизмов очагов землетрясений, результаты структурно-геологических съемок с оценкой полей напряжений, тектонические данные о современных геодинамических режимах. Методически новым в карте является способ районирования поверхности Земли по типам напряженного состояния. В зависимости от соотношений вертикального u_z , максимального u_x и минимального u_y горизонтальных напряжений сжатия и их наклона к горизонту выделены шесть главных типов напряженного состояния (см. легенду карты) верхней части литосферы.

Общий анализ карты показывает, что в распределении полей напряжений отмечается определенная зональность. Зоны сжатия в простран-

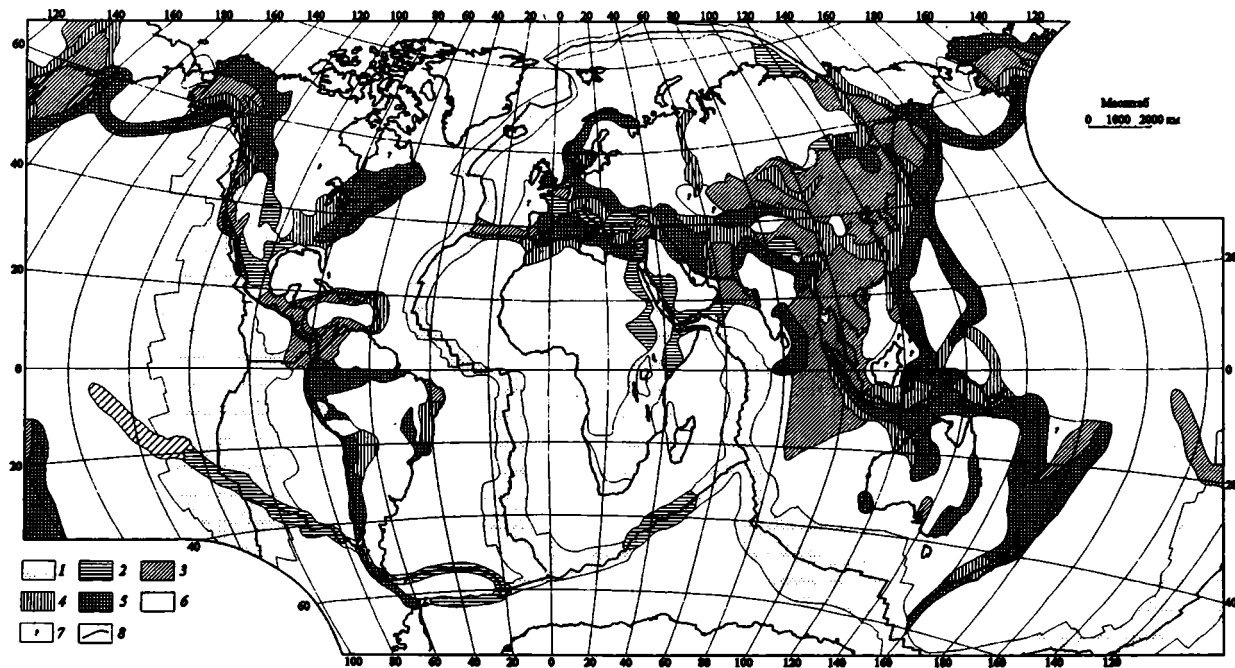


Схема напряженного состояния верхней части литосферы Земли. Составили: С.И.Шерман, О.В.Лунина

1–6 – типы напряженного состояния литосферы и соотношение вертикального u_z , максимального u_x и минимального u_y горизонтальных напряжений сжатия: 1 – области растяжения, $u_z > u_y > u_x$; 2 – области растяжения со сдвигом, $u_z = u_y \gg u_x$; 3 – области сдвига, $u_x > u_z > u_y$; 4 – области сжатия со сдвигом, $u_x \gg u_y = u_z$; 5 – области сжатия, $u_x > u_y > u_z$; 6 – области тектонически нейтрального напряженного состояния. 7 – области с неустоявшимся типом напряженного состояния. 8 – границы основных литосферных плит

стве сменяются областями сжатия в сочетании со сдвигом, а затем по латерали переходят в сдвиговые поля, которые, в свою очередь, могут переходить в области растяжения со сдвигом или без него. При количественной оценке площадного распределения напряжений в пределах тектонически активных областей литосферы континентов и океанов намечается следующая закономерность.

В границах континентов на 32% площади их тектонически активных областей преобладает горизонтальное сжатие; сдвиговые поля занимают 28%, поля растяжения –15%, остальное – области с переходными типами напряжений. В пределах океанов режим растяжения преобладает на 66% площади их тектонически активных областей; полям напряжений сжатия и сдвига принадлежит, соответственно, 15 и 13%; остальное – области с переходными полями напряжений. Знания о площадном распределении напряжений не позволяют проводить глубокий тектонический анализ. Большое значение имеет объем литосферы, характеризующийся определенным типом напряженного состояния.

С этой целью проведена приблизительная оценка объемов масс литосферы тектонически активных областей Земли с различными типами напряженных состояний. Приняв, что поле напряжений существенно не изменяется с глубиной в границах хрупкой (упругой) части литосферы [1, 2, 6, 7 и др.] и что средняя мощность континентальной коры равна 35 км, а океанической – 7,5 км, определены объемы масс литосферы Земли с различными напряженными состояниями. При этом из анализа исключены области с нейтральным типом напряжений. Оказалось, что в целом для 27% верхней части литосферы характерно сжатие, для 24% – сдвиговое поле напряжений, для 29% – растяжение, для 14% – сочетание сжатия со сдвигом, и для 6% – сочетание растяжения со сдвигом. Три главных, определяющих тектонические и геодинамические процессы типа напряжений находятся в динамически равновесном состоянии и примерно в равной степени распространены в тектонически активных областях литосферы Земли.

Литература

1. *Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 157 с.
2. *Zoback M.L.* First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The world stress Map project // *Geophys. Res. B.* 1992. V. 97. № 8. P. 11703–11728.
3. *Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Rassanova G.V., Fursova E.V.* Stress-Monitoring: The Modern Field of Regional Stress in Southeast Asia and the Ocean. Principles of Quasiplastic Deforming of Fractured Media // *J. of Earthquake Prediction Res.* 1997. № 6. P. 11–36.
4. *Гущенко О.И.* Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 26–51.
5. *Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А.* Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // *ДАН СССР.* 1990. Т. 312, № 4. С. 830–835.

6. Кротокин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре // Геотектоника. 1996. № 2. С. 3–16.
7. Леонов Ю.Г. Напряжение в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–22.
8. International Tectonic Map of the World / Chief Editor: Khain V.E. // Academy of Sciences of the USSR and Commission for the Geological Map of the World. 1981.
9. Liu H.S. Mantle convection pattern and subcrustal stress field under Asia // Phys. Earth and Planet. Inter. 1978. V. 16, № 3. P. 247–256.
10. Golke Matthias, Coblentz David. Origins of the European regional stress field // Tectonophysics. 1996. V. 266, № 1-4. P. 11–24.
11. Richardson, R.M., Solomon S.C., Sleep N.H. Tectonic stress in the plates // Rev. of Gephys. and Space physics. 1979. V. 17, № 3. P. 981–1019.

Э.В.Шипилов¹, Н.А.Богданов², В.Е.Хаин²

Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозе (Баренцево, Карское и Лаптевых моря)

Тектоническое картирование Евразийско-Арктической континентальной окраины (моря Баренцево, Карское и Лаптевых) [1, 2], проведенное на основе анализа и синтеза значительных объемов новых разнородных геологических и геофизических данных и их геотектонической интерпретации, позволило выявить ряд особенностей глубинного строения ключевых структур земной коры региона, обусловленных тектоническими событиями фанерозоя.

Прежде всего, следует отметить, что в пределах рассматриваемой окраины на обрамлении древнейших континентальных блоков располагаются коллизионные орогенно-складчатые пояса байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и кайнозойского возраста. Вместе с тем, регион граничит с самыми молодыми на Земле областями океанообразования. Такой широкий спектр литосферных структур, сконцентрированных в Западной Арктике, свидетельствует о сложной перемежаемости в истории ее развития разномасштабных и разнонаправленных тектонических и геодинамических процессов, на фоне которых протекало и формирование обширных осадочных бассейнов с глубокопогруженным рифтогенным основанием. К наиболее значимым принадлежат Восточно-Баренцевский мегапрогиб (состоящий из Южно- и Северо-Баренцевских и других впадин) – Южно-Карская впадина и Енисей-Хатангский региональный прогиб, Южно-Лаптевская впадина и некоторые другие.

¹ Научно-исследовательский институт морской геофизики (НИИМоргеофизика), Мурманск, Россия

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

Сейсмические исследования (МОВ ОГТ, КМПВ, ШГСП, ГСЗ) показывают, что в глубинном строении Южно-Баренцевского и Южно-Карского бассейнов имеют место как некоторые черты сходства, так и различия. Земная кора обоих обладает резко выраженным утоненным характером (28–30 км) за счет подъема верхней мантии, а рельеф поверхности последней осложнен несколькими куполами, соответствующими трехлучевой конфигурации рифтовой системы в Южно-Баренцевской впадине и перекрестной – в Южно-Карской.

Палеотектонические реконструкции позволяют предполагать, что в позднем девоне–карбоне в южной части Восточно-Баренцевского мегапрогиба также мог быть создан перекрестный рисунок рифтовой сети (северо-восточного и северо-западного простираний). Именно этим обстоятельством можно объяснить изометричный облик Южно-Баренцевского бассейна. Аномальность его строения подчеркивается сложными внутрикоровыми неоднородностями, связанными с неоднократными проявлениями процессов растяжения коры бассейна. В Южно-Карском бассейне, насколько об этом позволяют судить структурно-геологические модели [3], основные поверхности раздела земной коры (Мохо, до-мезозойского фундамента) располагаются гипсометрически выше, чем в Южно-Баренцевском. Однако уровни теплового режима недр в этих бассейнах находятся в обратном соотношении.

Как показывают геотермические измерения значения плотности теплового потока для рифтогенных структур более глубокого (18–22 км) Южно-Баренцевского бассейна составляют 100–150 мВт/м², тогда как в Южно-Карском (при максимальных глубинах фундамента 14–15 км) они зафиксированы в пределах 70–75 мВт/м².

Приведенные параметры свидетельствуют о более высокой проницаемости, неоднократно деструктурированной рифтогенными процессами, коры Южно-Баренцевского бассейна, обеспечивающей активный вещество-энергетический обмен между мантией и осадочным чехлом. Длительная эндогенная активность подтверждается значительной степенью насыщенности разновозрастным базитовым магматизмом разреза отложений в целом Восточно-Баренцевского мегабассейна. Субмеридиональная полоса развития палеозойско-мезозойского базальтоидного магматизма, омолаживаясь и расширяясь, протягивается от Кольского полуострова к архипелагу Земля Франца-Иосифа, охватывая последний с запада и востока и маркируя, таким образом, пояс утонения земной коры, расположенный субпараллельно Центрально-Баренцевской зоне блоковых поднятий древнего фундамента.

В общей сложности, для всего региона и его близлежащего обрамления в фанерозое, насколько это позволяют проследить изотопные датировки абсолютного возраста, а в отдельных случаях – и стратиграфические привязки, выделяется шесть основных пиков проявления базальтоидного магматизма: преимущественно сирийский, позднедевонско-

карбонный, позднепермско-триасовый, позднеюрско-раннемеловой, палеогеновый и неоген-четвертичный.

Лаптевоморская окраина почти полностью представлена областью рифтогенной переработки земной коры Сибирского кратона. Мощность земной коры составляет здесь 25–30 км. В структурном плане поверхности фундамента наблюдается расхождение структурных зон, тяготеющих, с одной стороны, к Сибирской платформе и Таймырскому аккреционному поясу, а с другой – к Верхоянской и Новосибирско-Колымско-Чукотской складчатым поясам, соответственно, – к северо-западу и северо-востоку от окраины. В западной и юго-западной ее части обнаруживаются элементы, достраивающие по простиранию Енисей-Хатангский рифт, в частности, – Хатангско-Ломоносовский трансформный разлом. Кроме того, здесь имеются структуры, морфологически коррелируемые с субмеридиональными депрессиями Анабаро-Оленекского междуречья.

В узле пересечения этих зон расположена Южно-Лаптевская впадина, в которой мощность осадочного чехла достигает 12 км и, так же как в Енисей-Хатангском прогибе, включает отложения всего фанерозоя, осложненные проявлениями галокинеза. К северо-востоку от нее установлено поднятие фундамента треугольной конфигурации, окаймленное с запада и востока Усть-Ленским и Омолойским рифтами. Судя по всему, это поднятие является сброшенным по листрическим нарушениям крайним блоком Сибирского кратона. С востока на этот ротационный блок надвинуты киммерийские сооружения Котельнического пояса, возникшие в результате сближения одноименного массива с вышеотмеченным осколком Сибирской платформы. В результате коллизионных событий тектоническими деформациями был охвачен осадочный чехол практически всей остальной части Лаптевоморской окраины. По аналогичному сценарию, но в раннекиммерийскую эпоху тектогенеза, развивались события в пограничной зоне между Свальбардской и Западно-Сибирскими плитами (Новоземельский пояс) [4], а также между Карской плитой и Сибирским кратоном.

Впоследствии, в связи с раскрытием Евразийского бассейна, в пределах Лаптевоморской окраины возникли многочисленные структуры растяжения земной коры, ориентированные в субмеридиональных или северо-западных румбах. В западной части моря они унаследовали простирания древнего структурного плана, а в восточной – серия более мелких грабенов и горстов получила развитие согласно простираниям элементов субстрата, созданного поясом мезозойд. Эти грабены (Бельковско-Святоносский, Усть-Янский, Ляховский, Широстонский и др.) на юге и юго-востоке через системы разломов сопрягаются с грабенами Момской и, в большей степени, Южно-Ануйской зон, а на севере, в пределах склона, срезаются Хатангско-Ломоносовской зоной трансформного разлома.

Признаки магматизма на западе моря Лаптевых зафиксированы в терригенных образованиях перми–триаса и коррелируются с туфолововыми одновозрастными образованиями Таймыра и Енисей-Хатангского прогиба. Анализ аномального магнитного поля показывает, что наиболее насыщена магнитоактивными телами северная часть окраины, где пластовые магматические тела могут быть сопоставлены с кайнозойским щелочно-базальтовым вулканизмом Новосибирских островов.

Каждая из плит (платформ), ныне входящая в состав Евразийской литосферной плиты и участвующая (непосредственно или косвенно) в строении Баренцево-Карской и Лаптевоморской окраин, характеризовалась собственным стилем геодинамической и тектонической эволюции. Это отражается, в частности, с одной стороны, – в определенном наборе для каждой из них эпизодов рифтогенеза и сопутствующего магматизма, а с другой – погранично-коллизийных событий, указывающих на реорганизацию направлений перемещения плит. Но, вместе с тем имела место и некоторая общая синхронизация тектонических режимов развития. В этом отношении наибольшее совпадение обнаруживают эпохи рифтогенеза, связанные общей тенденцией распада суперконтинента и дезинтеграции континентальных платформ, в пермско-триасовую эпоху, возможно, обусловленных внедрением суперплюма [5], а в позднем мезозое и кайнозое – процессами молодого океанообразования [6].

Литература

1. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. 1996. М-б 1:2 500 000. / Под ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хаина. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России.
2. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. 1998. М-б 1:2 500 000. / Под ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин М.: Федеральная служба геодезии и картографии России.
3. *Штилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
4. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Штилов Э.В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН. 1997. Т. 357, №4. С. 511–515.
5. *Добрецов Н.Л.* Пермь-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН. 1997. Т. 354, №2. С. 220–223.
6. *Штилов Э.В.* Тектоническая и геодинамическая эволюция Западно-Арктической окраины в фанерозое // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Новые результаты и новые перспективы. Т. 2. Сыктывкар: КомиНЦ УрО РАН, 1999. С. 75–78.

Специфика докембрийских геодинамических обстановок (модель глобального магматического фракционирования)

Современные планетологические, изотопные и петрологические данные о сильном импактном разогреве Земли при аккреции и о существовании и фракционировании на ранней стадии ее развития глобального магматического океана [1] определяют необходимость учета этих явлений при реконструкции геологических процессов в докембрии.

По разработанной модели [1, 2], главная масса исходного для континентальной коры кислого расплава сформировалась при аккреции нижней мантии, когда в зарождавшемся силикатном магматическом океане существовали необходимые для образования кварцнормативного остаточного расплава низкое давление, высокая степень придонной компрессионной кристаллизации импактных магм и высокий окислительный потенциал.

При дальнейшем повышении скорости аккреции состав остаточного расплава эволюционировал до субщелочного пикритового, что привело к образованию расслоенного по составу магматического океана. Серогнейсовые комплексы – продукт кристаллизации верхней части кислого слоя, гранулитовые ортогнейсы возникли при затвердевании его нижних частей после их частичного всплывания к земной поверхности. Парапороды сформировались в результате накопления на поверхности остывавших мигм и частичного погружения в эти мигмы ранних золотых и хемогенных осадков, возникавших под влиянием интенсивно конвектирующей газовой-паровой оболочки. Вследствие проявления конвекции в остывавших мигмах большинство тел пара- и ортогнейсов в серогнейсовых и гранулитовых комплексах изначально имело крутое залегание.

Специфика геодинамических обстановок раннего докембрия определяется протеканием процессов сжатия и растяжения в условиях высокой текучести вещества земной коры и верхней мантии и постепенным повышением их жесткости по мере остывания Земли. В течение первых примерно 700 млн лет (примерно от 4,5–3,8 млрд лет) земная поверхность была покрыта расслоенным магматическим океаном глубиной около 240 км [1].

Этот период можно назвать панмагматической стадией эволюции Земли или геодинамической обстановкой конвектирующего магматического океана. С началом затвердевания серых гнейсов началась длительная (3,8–1,9 млрд лет) стадия кристаллизации кислой коры или зарождения тонких пластичных коровых плит в океане мигмы, которая включает подстадии образования серогнейсовых (~3,8–3,1 млрд

¹ Институт геологических наук СО РАН, Якутск, Россия

лет) + зеленокаменных (~3,6–3,0 млрд лет) и гранулитовых (~3,2–1,9 млрд лет) комплексов.

Обычно пониженное гравитационное поле и мощность базитового слоя в гранит-зеленокаменных областях по сравнению с гранулитовыми позволяет предполагать, что зеленокаменные комплексы сформировались в результате маловязкого спрединга полузатвердевших серогнейсовых протократонов без их разрыва, а гранулитовые комплексы – в зонах разрыва этих протократонов под влиянием подъема незатвердевших частей слоя кислого расплава, подогреваемого мафическими магмами мантийных плюмов. Эти магмы растекались в основании кислого слоя и после кристаллизации и фракционирования сформировали базитовый (существенно анортозитовый) слой континентальной коры. Размещение большей части мафических магм в основании слоя кристаллизовавшегося кислого расплава объясняет нетипичность для древних комплексов больших объемов магматических пород, идентичных образующимся в современных океанах.

Зеленокаменные и гранулитовые области, таким образом, сформировались в обстановках маловязкого, соответственно, **внутри- и межкратонного спрединга** и являются раннедокембрийскими аналогами современных внутриконтинентальных и океанических зон спрединга. Они возникли в специфических условиях полурасплавленного состояния кислой коры Земли.

Образование гранулитовых подвижных зон приводило к возникновению обстановки аккреции и маловязкой коллизии серогнейсовых протократонов и сопровождалось широкомасштабной деформацией и термальной/переработкой последних. В результате фрикционного разогрева и мобилизации нижних частей протократонов формировались гранитогнейсовые купола и гранитные интрузии. В этот период, видимо, не было зон субдукции, так как отсутствовали океанические плиты, намного более плотные, чем континентальные. Поднимавшийся в плюмах нижнемантийный материал вследствие растекания под магматическим океаном почти не остывал, поэтому в верхней мантии отсутствовали нисходящие конвективные потоки.

Отсутствие субдукции и нисходящих конвективных потоков является одной из причин незначительного распространения, соответственно, андезитов и щелочных магматитов в большинстве древних зеленокаменных поясов. Полурасплавленное состояние вещества кислой коры обуславливало растекание его по всей поверхности Земли.

Поэтому это время может быть названо также **стадией всеземной полужидкой Протопангеи**. Высокая текучесть полужидкой протокоры обусловила небольшое сцепление ее с растекавшимся веществом мантийных плюмов и является причиной относительно небольших горизонтальных перемещений нижнедокембрийских террейнов. На позднем этапе образования кислой кристаллической коры сначала формировались тоналитовые, гранитные, гранодиоритовые и диоритовые интрузии,

позже внедрялись калиевые, субщелочные и щелочные граниты и сиениты. Такая последовательность связана с углублением фронта кристаллизации магматического океана, с образованием в его глубинных мафических слоях все более щелочных остаточных расплавов и объясняет относительно молодой возраст большинства щелочных магматических пород.

Относительно невысокая первичная температура этих магм обуславливала их декомпрессионное затвердевание на малоглубинной стадии подъема. Это является причиной формирования ими в основном интрузий и нетипичности для рассматриваемой стадии процессов вулканизма. Последние проявлялись преимущественно в наиболее консолидированных серогнейсовых протократонах, где поднимались более глубинные и поэтому высокотемпературные магмы и формировались кислые вулканы зеленокаменных поясов.

После завершения кристаллизации кислого слоя образовалась сплошная пластичная кора и в истории Земли началась стадия пластичных коровых плит (1,9–0,65 млрд лет). Кора приобрела способность разрываться в зонах спрединга под влиянием растекания под ней вещества мантийных плюмов. Разрывы сначала происходили в небольших, наиболее остывших участках и, видимо, приводили к образованию внутриконтинентальных некрупных мелководных океанов с широко распространенным толеитовым магматизмом. Их последующее закрытие обусловило возникновение аккреционных комплексов и первых офиолитов.

Это была стадия всеземной вязкой Протопангеи с небольшими внутриконтинентальными протоокеанами, когда существовали геодинамические обстановки вязкого внутри- и межплитного спрединга, вязкой и хрупкой коллизии и окраинно-континентальной субукции. Островодужная субдукция, видимо, была еще слабо проявлена, так как маловязкие океанические плиты имели пониженную способность к раскалыванию. Происходившее на этой стадии массовое формирование автономных анортозитов, большинство из которых имеет возраст 1,7–1,0 млрд лет, может быть связано с выжиманием при процессах коллизии еще пластичных плагиоклазовых кумулатов, возникших при кристаллизации базитового слоя. Раньше такие кумулаты отсутствовали, а позже они затвердели и потеряли способность к внедрению.

Ареальный рассеянный характер магматизма на этой стадии сменяется поясовым, что связано с началом возникновения магмопроводящих тектонических сколов в консолидировавшейся коре. Различия в скорости консолидации обусловили несовпадение возраста однотипных процессов в различных участках образующейся коры. По мере дальнейшего остывания увеличивались размеры океанов и уменьшалась площадь Протопангеи за счет увеличения мощности ее коры при тектонических деформациях сжатия.

К рубежу окончательной консолидации, примерно 0,65 млрд лет назад, Протопангея подверглась обширным расколам и раздвигам, возник-

ли крупные глубокие океаны и относительно небольшие континенты. Началась фанерозойская стадия (0,65–0 млрд лет) толстых жестких мантийно-коровых плит или всеземного океана с внутрокеаническими континентами и с современными геодинамическими обстановками.

Литература

1. Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. 168 с.
2. Шкодзинский В.С. Природа строения и ранней эволюции Земли в свете модели фракционирования магматического океана при ее образовании // Геология и геофизика. 1997. Т. 83, № 6. С. 1151–1161.

Г.А.Шмонов¹

Терминаторная тектоника – альтернатива тектонике литосферных плит

Идеи терминаторной тектоники изложены автором в 1997–1999 гг. в небольших работах [1–3] и сводятся к следующему.

Под действием гравитационных притяжений Луны и Солнца наша планета в области отлива, совпадающей с областью терминатора, испытывает горизонтальное растяжение земных слоев и их радиальное сжатие. Жесткий твердый субстрат литосферы подвергается упругим деформациям; магматический расплав же, а также земные слои, обладающие пластичностью, под действием сил сжатия выжимаются, выдавливаются вверх и по латерали.

В астеносферном слое при определенных условиях образуется субстрат, обладающий течением. Астенолинзы с таким субстратом вместе с вышележащими литосферными плитами образуют шаровые сегменты, которые в дальнейшем рассматриваются как элементарные системы. При вращении Земли в момент прохождения каждого такого шарового сегмента через плоскость лунного или солнечного терминатора вышележащая твердь (литосфера), растягиваясь под действием сил притяжения, выдавливает из-под себя поддающийся течению субстрат на фланги астенолинзы (как резиновая присоска при нажатии на нее выдавливает из-под себя воздух или жидкость) и по микротрещинам вверх.

Да и сам субстрат, испытывая эти силы, отходит (отливает, отекает) от моментной плоскости терминатора, увлекая за собой вышележащие породы, еще более растягивая последние. В результате этого выдавливания центральная часть рассматриваемого сегмента опускается относи-

¹ Министерство природных ресурсов (МПР) РФ, Москва, Россия

тельно первоначального уровня на несколько десятков сантиметров, а в литосфере вдоль плоскости терминатора образуются микротрещины. Затем здесь наступает прилив. Но из-за наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики векторы прилива и отлива в общем случае не прямо противоположны, поэтому не весь отжатый во время отлива материал вернется на свое первоначальное место, т.е. работает принцип клапана (выдавливается материала больше, чем возвращается обратно).

Таким образом, приливо-отливные явления, вызывая короткопериодные знакопеременные колебания поверхности планеты, раскачивают литосферу в вертикальном направлении как мембрану и создают своего рода природный насос, который в момент прохождения астенولينзы через плоскость терминатора откачивает «текучий» и «пластичный» субстрат из центральной части их на периферию и по микротрещинам вверх, раздвигая и отодвигая земные слои по латерали. В осевой части шарового сегмента вдоль «моментного» терминатора образуются разрывы, как образуются они в металлическом листе при неоднократном его перегибании по одной и той же линии. В конечном счете, за сотни тысяч и миллионы лет количественные изменения переходят в качественные: рассматриваемый сферический участок литосферы (шаровой сегмент) растягивается по обе стороны «моментного» терминатора в перпендикулярном к нему направлении, стремясь к положению хордовой плоскости. При этом мантийный пластичный субстрат выдавливается на окраины астенولينзы; в приосевой части участка, вдоль плоскости мгновенного терминатора снизу вверх растут разломы; в слоистых толщах, а также по контактам сред с различными физико-механическими свойствами из-за неравномерного растяжения происходят послонные отрывы. **Поверхность участка опускается.** Чем дальше по латерали от осевой линии выдавливается астеносферный расплав, тем ниже опускается центральная часть литосферы. Впереди фронта расширяющейся депрессии «передвигается» по поверхности шарового сегмента в виде волны валообразная дуговая структура. Центральная (приосевая) часть участка погружается значительно ниже поверхности геоида, наступает морская трансгрессия. Формируется бассейн с миогеосинклинальным режимом.

Дальнейшее развитие рассматриваемого шарового сегмента проходит различно в приосевой, собственно терминаторной, линейной области, в дугообразном обрамлении и в его депрессионной части, заключенной между линейной зоной и обрамлением.

1. Приосевая (линейная) область развивается в соответствии с учением о геосинклиналях: раскрываются рифтовые зоны со сменой миогеосинклинального режима эвгеосинклинальным и с образованием дайковых поясов, покровов и силлов ультраосновных и основных пород, затем инверсия в результате подъема гранитоидных масс и флюидов, в завершение – орогенез со складчатостью. Каждый этап характеризуется своей металлогенией.

2. На флангах сегмента, куда нагнетается выдавленный из центральной области расплав, формируются дугообразные поднятия. По мере расширения миогеосинклинали эти поднятия растут в высоту и ширину, волнообразно отодвигаясь от осевой части сегмента в перпендикулярном к ней направлении. Воздымаясь, они напозаают на расположенные впереди участки земной коры и подминают их под себя с образованием многочиселуйчатых надвиговых дуг и преддуговых впадин. Возникают зоны Заварицкого–Беньофа. Прорывы здесь магм к поверхности Земли рождает вулканические дуги, жизнь которых затем во многом определяется «местными» условиями.

3. Литосферные области шарового сегмента, расположенные по обе стороны от рассмотренной выше приосевой линейной зоны и обрамленные дугообразными структурами, практически не испытывают значительных вертикальных и сжимающих горизонтальных напряжений. В зависимости от того, нагнетается под них субстрат или наоборот, он изпод них выдавливается, эти области образуют или плато, или внутренние моря.

Терминаторная область охватывает весь земной шар по большому кругу. Поэтому, если рассматриваемые астенотинзы располагаются также по большому кругу, то в конечном своем развитии они дадут нам большекружный раскол литосферы. За всю историю Земли образовалась целая система таких расколов (поясов). В качестве примера можно привести асимметричный фрагмент большекружного раскола, который образуют Сихотэ-Алинский и Охотско-Чукотский вулканические пояса, протянувшие от Приморья до Чукотки, вместе со складчатыми дугами Японии, Сахалина, Камчатки, Курильских и Алеутских островов и внутренними морями: Японским, Охотским и Беринговым. Срединноокеанические хребты – типичные представители осевых зон терминаторных расколов.

Таким образом, терминаторная тектоника вбирает в себя основные положения как мобилистского, так и фиксистского направлений. В ней есть литосферные плиты, астеносфера с ее течениями, зоны спрединга с трансформными разломами, зоны Беньофа–Заварицкого, дугообразные структуры, плюмы. В то же время здесь находят свое место учение о геосинклиналях с миогеосинклиналями, эвгеосинклиналями, инверсиями, орогенезом и учения о геологических и рудных формациях. В данной концепции горизонтальные движения литосферных плит сочетаются с вертикальными, растяжения в осевой части шарового сегмента с сжатием на его флангах. Терминаторная тектоника глобальна, ибо терминаторные напряжения охватывают всю планету целиком. Существование сети большекружных расколов во многом объясняет параллельность берегов Атлантического океана, а также всего структурно-тектонического и морфологического плана планеты. Отдавая приоритет терминаторному механизму воздействия приливных сил Луны, Солнца и других космических тел, терминаторная тектоника не отрицает ни пуль-

сирующего развития Земли (ее периоды сжатия и растяжения), ни ротационных сил, ни мантийного тепло- и массопереноса.

И в то же время, нет в терминаторной тектонике огромных континентальных и океанических плит, перемещающихся на тысячи и тысячи километров. Максимальный размер литосферных плит здесь – первые тысячи километров в диаметре; а горизонтальные перемещения их окраин (наползания на впереди расположенные участки Земли) оцениваются в десятки километров. Однако эти плиты, соединяясь в пределах одного большескружного терминаторного раскола, нередко образуют пояс в десятки тысяч километров (например, Тихоокеанский и Средиземноморский пояса).

Опорой современных модификаций тектоники литосферных плит являются данные палеомагнитных исследований, но интерпретация последних базируется на целом ряде постулированных положений, прежде всего, на том, что магнитное поле Земли было всегда дипольным и полюса этого диполя всегда располагались вблизи географических полюсов. В работах [4, 5] доказывается, что положение магнитных полюсов во многом определяется в настоящее время двуглавостью Северного магнитного полюса и глубиной залегания магнитных «масс». Отсюда, использование палеомагнитных данных для перемещения литосферных плит на тысячи километров, по крайней мере, некорректно.

Литература

1. Шмонов Г.А. Терминаторные расколы Земли. // Общая и региональная. геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: Обзор. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 39 с.
2. Шмонов Г.А. Система терминаторных расколов Земли // Геологическое изучение и использование недр: Науч.-техн. информ. сб. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1997. Вып. 2. С. 27–40.
3. Шмонов Г.А. Терминаторная тектоника: Тез. Докл. IV Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле» (апрель 1999). М., 1999. Т. 1. С. 153.
4. Шмонов Г.А. О двуглавости Северного магнитного полюса // Нетрадиционные вопросы геологии: Материалы научных семинаров. М.: РОО «Гармония», 1999. С. 167–173.
5. Шмонов Г.А. О двуглавости Северного магнитного полюса: Тез. Докл. IV Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле» (апрель 1999). М., 1999. Т. 1. С. 152.

Г.А.Шмонов¹

Двуглавость Северного магнитного полюса и тектоника литосферных плит

В настоящее время лидирующее положение среди геотектонических гипотез занимает концепция тектоники литосферных плит. Опорой современных модификаций этой концепции являются данные палеомаг-

¹ Министерство природных ресурсов (МПР) РФ, Москва, Россия

нитных исследований, интерпретация которых базируется на ряде постулированных положений; прежде всего на том, что магнитное поле Земли было всегда дипольным и что полюса этого диполя располагались вблизи географических полюсов.

На сегодня нормальное магнитное поле Земли аппроксимируется через однородное магнитное поле, создаваемое воображаемым геоцентрическим диполем, наклоненным к оси вращения планеты на $11,5^\circ$, плюс поля, создаваемые шестью (пятью–восьмью) мировыми магнитными аномалиями. Размеры воображаемого диполя – 2000 км (по другим данным – 4000 км) в длину и 250 (200) км в поперечнике. Расчетные точки пересечения его с поверхностью Земли образуют Северный и Южный геомагнитные полюса (СГМП, ЮГМП) с координатами на 1970 г. $78,5^\circ$ с.ш., 70° з.д. и $78,5^\circ$ ю.ш., 110° в.д.

Северный и Южный магнитные полюса (СМП и ЮМП) известны всем. На них направлены магнитные стрелки компасов. Положение их на поверхности планеты определяется опытным путем через измерения магнитных склонений и наклонений. Здесь пересекаются магнитные меридианы, рисуемые склонениями. Ось, соединяющая магнитные полюса, наклонена к оси вращения на $18^\circ 20'$ и отстоит от нее от 500 до 2500 км. Координаты этих полюсов в разные годы нашего столетия имели различные значения, в общем, не совпадающие с географическими полюсами. Эти расхождения говорят или о движении магнитных полюсов в среднем около 11 км в год (СМП за 87 лет «прошел» более 1000 км), или о неточности измерений, или о неточности последующих определений положения полюсов, исходя из этих измерений. Наиболее вероятно и то, и другое, и третье. Но есть и другие объяснения.

Анализ карт изодинам нормального магнитного поля T Земли и карты вертикальной составляющей нормального магнитного поля (Z) для северной части Северного полушария эпохи 1980 г. [3], а также других магнитных карт Земли (в целом однотипных для последних десятилетий и различных изданий) позволяет сделать вывод: *нормальное магнитное поле Земли следует аппроксимировать не через поле цилиндрического диполя (или намагниченного шара) и материковые аномалии, а через поле, образуемое диполем в виде буквы «У» или рогатки*. Нижний конец этой «рогатки» проецируется на поверхность земного шара в районе Южного магнитного полюса и отрицательной магнитной аномалии с координатами по вертикальной составляющей на 1980 г. 63° ю.ш., 139° в.д. и напряженностью магнитного поля в 67 603 нТл [3]. Верхние концы ее представлены на поверхности планеты двумя положительными магнитными аномалиями с координатами по вертикальной составляющей на этот же год $60,3^\circ$ с.ш., $97,1^\circ$ з.д. (Северо-Американская – на рисунке С-Ам.ан) и $66,7^\circ$ с.ш., $105,7^\circ$ в.д. (Восточно-Азиатская – В-Аз.ан.) и напряженностью магнитного поля 61 063 и 60 889 нТл соответственно (рисунки).

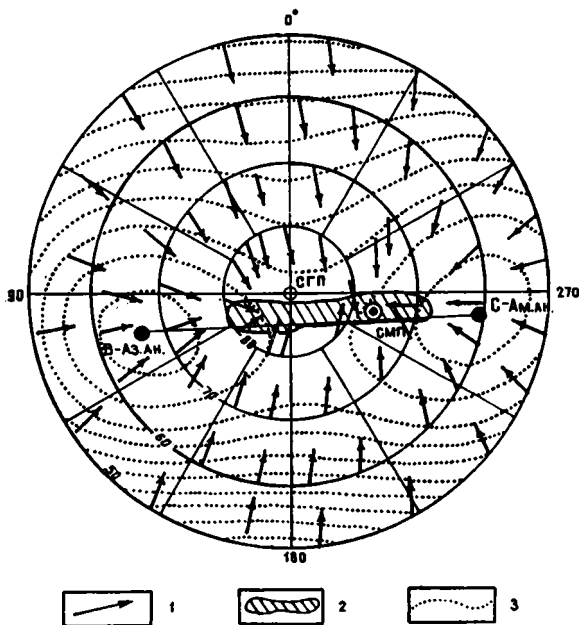


Схема магнитных склонений (меридиан) эпохи 1980г. северной части Северного полушария

1 – направления магнитных склонений (меридиан) в 1980 г.; 2 – область пересечения магнитных меридианов в 1980 г.; 3 – изодинамы вертикальной составляющей нормального магнитного поля 1980 г.; СГП – Северный географический полюс; СМП – Северный магнитный полюс; В-Аз. ан. – Восточно-Азиатская магнитная аномалия; С-Ам. ан. – Северо-Американская магнитная аномалия

Следовательно, СМП следует рассматривать не как вершину теоретического цилиндрического диполя, а как виртуальную (кажущуюся) точку, являющуюся результатом взаимодействия в основном последних двух аномалий, центры которых разнесены друг от друга на поверхности планеты почти на 6 000 км. Положение его находится в пределах линии, соединяющей эти центры, и во многом зависит от вековых, сезонных, суточных и других вариаций напряженности и положения как вышеупомянутых трех аномалий, так и других внутренних и внешних источников магнитных полей.

На рисунке дана схема, представляющая собой карту изогон (D) с западными и восточными склонениями магнитного поля для северной части Северного полушария эпохи 1980 г. [3], только перестроенную автором в виде направлений магнитных склонений, т.е. магнитных меридианов. На ней отчетливо видно, что линии магнитных склонений (меридианов) пересекаются в пределах достаточно узкой полосы, вытянутой на более чем 3000 км вдоль линии, соединяющей центры положи-

тельных аномалий. Причем в Восточном полушарии точки пересечения магнитных меридианов тяготеют к Восточно-Азиатской «голове» Северного полюса; а в Западном – к Северо-Американской, при этом они группируются в два ареала, отстоящих друг от друга на расстоянии более 1000 км. Это значит, что по данным склонений в 1980 г. было два Северных магнитных полюса.

Но положение магнитных полюсов определяется еще и магнитным наклоением. Теоретически на магнитных полюсах магнитное наклонение равно 90° . Величина (угол) этого наклоения для других точек земной поверхности во многом зависит от глубины залегания магнитных «масс» (источников магнетизма), при этом не важна природа их происхождения. Магнитные «массы» («головы») Северного полюса в 1980 г. находились по данным наклоений на глубине от 3600 до 4000 км, т.е. на уровне средней части внешнего ядра Земли. При двуглавости Северного полюса изменения положения по вертикали хотя бы одной из магнитных «масс» естественно приводят к изменениям не только плана изоклин, но и положений обоих полюсов.

Последнее же очень важно для указанных построений, так как для определения положения магнитного палеополюса используются два параметра: магнитные склонения и наклоения. Как отмечалось выше, направления магнитных склонений являются магнитными меридианами; а по формуле $\text{tg } \varphi = 0,5 \text{ tg } I$, где φ – географическая широта точки отбора образцов и I – магнитное наклонение ($^\circ$), определяется положение палеополюса.

В позднем докембрии и палеозое граница внешнего (предположительно, жидкого) ядра могла находиться значительно ближе к поверхности (или глубже от нее), чем в настоящее время, и поэтому магнитные «массы» могли менять глубину своего залегания. А это значит, что могли существенно меняться также углы магнитных наклоений и вышеуказанную формулу для определения положения палеополюса применять нельзя. Не исключено, что в триасе существовала только Восточно-Азиатская «голова» и находилась она ближе к поверхности, чем в настоящее время. В связи с этим углы наклоений для регионов средних и верхних широт Северного полушария были меньше. В этом случае определение положения палеополюса по вышеуказанной формуле даст как раз сегодняшнюю рисовку: для образцов Европы – Дальний Восток, для образцов Северной Америки – юг Восточной Сибири.

И еще об одном моменте. Магнитные полюса в настоящее время не антиподальны, т.е. диаметрально не противоположны. Расстояние между одним полюсом и антиподальной точкой другого полюса в 1980 г. составляло более 2 тыс. км. По-видимому, неантиподальность полюсов была и ранее; отсюда, рисовка положения Северного полюса по данным Австралии, Южной Африки или Южной Америки, как минимум, некорректна.

Таким образом, магнитное поле Земли характеризуется в настоящее время двуглавностью Северного магнитного полюса. *Этим отрицается вышеупомянутый постулат геодинамических построений тектоники литосферных плит, базирующихся на данных палеомагнитных исследований: во все времена был простой магнитный диполь (Северный полюс и Южный полюс), ось которого практически совпадала с осью вращения земного шара* (при этом, конечно, принимается, как само собой разумеющееся, неизменность глубины залегания магнитных «масс»).

Литература

1. Шмонов Г.А. О двуглавности Северного магнитного полюса // Нетрадиционные вопросы геологии: Материалы научных семинаров. М.: РОО «Гармония», 1999. С. 167–173.
2. Шмонов Г.А. О двуглавности Северного магнитного полюса: Тез. Докл. IV Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле». М., 1999. Т. 1. С. 152.
3. Карты магнитного поля Земли эпохи 1980 г. (англ.). Fabiano E.B., Peddie N.W., Zunde A.K. и др. USA, Denver, 1983.

В.Н.Шолпо¹

Актуальные проблемы современной геотектоники

1. На всем протяжении более чем 200-летнего развития научной геологии ее путь сопровождался ожесточенными «идеологическими» дискуссиями. Эти «великие геологические споры», по выражению автора одноименной книги Э.Хэллема, отличались большим накалом страстей и разделяли все научное сообщество на непримиримые группировки, лагеря. В силу специфики геологии, науки существенно исторической и преимущественно эмпирической, эти научные дискуссии продолжались десятилетиями и вовлекали в свою орбиту не одно поколение ученых. Это сменявшие друг друга противостояния нептунистов и плутонистов, катастрофистов и эволюционистов (униформистов), мобилистов и фиксистов. Примечательно, что существо этих споров сводилось к фундаментальным проблемам геотектоники (хотя само это понятие и сам термин появились только в середине прошлого века), т.е. науки о строении и развитии Земли, а также о процессах и силах, определяющих ее эволюцию.

2. Существует, однако, в науках о Земле проблема, первые попытки постановки которой восходят к Фрэнсису Бэкону, т.е. задолго до возникновения современной научной геологии, значение и важность которой затмевают и отодвигают на второй план все «великие» споры, потрясавшие научное геологическое сообщество. Это проблема простран-

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

ственной организации структуры Земли, т.е. выяснения закономерностей устройства нашей планеты. Существует ли какая-то упорядоченность в рельефе Земли, распределении на ее поверхности суши и моря, соответствует ли формам рельефа геологическое строение земной коры и более глубоких земных недр? Ответы на эти вопросы пытались найти многие крупные и даже великие геологи прошлого века, и такой поиск продолжается до наших дней. Но, как это ни парадоксально, эта проблема никогда не занимала главного места в научных дискуссиях, всегда была в стороне от главного русла развития геологических идей. И только сейчас, в наше время эта проблема приобретает первостепенное значение и становится одной из актуальных проблем современной геотектоники. От ответа на вопрос: хаотично или упорядоченно строение Земли, целиком зависят наши модели ее эволюции.

3. Усилиями многих исследователей в рельефе и геологическом строении Земли был установлен целый ряд любопытных закономерностей – были выявлены и сформулированы так называемые географические и геологические «гомологии»; попытки уподобить закономерное расположение крупных форм рельефа (континентов и океанов) законам симметрии правильных многогранников привели к тому, что наиболее точно в теле Земли реализуется симметрия куба – его трех осей четвертого порядка. Важным было открытие многопорядковой иерархии самоподобия, осуществляющейся в очень широком диапазоне масштабов структур земной коры. Однако все эти открытия, сделанные на феноменологическом уровне, оставались эмпирическими обобщениями, не находящими себе места ни в одной из противоборствующих геотектонических гипотез, т.е. оказывались невостробованными.

4. Причина этого, как представляется, коренится в том, что физическая сторона всех геотектонических гипотез всегда опиралась на представления классической физики с ее жестким детерминированным подходом и однозначными причинно-следственными связями. Это понятно, так как геология, и тем более геотектоника, как более молодые науки, всегда опирались в своих представлениях на фундаментальные законы физики и химии. И использование этих законов приносило и приносит свои успехи во многих отраслях наук о Земле. Однако в проблеме эволюции Земли и вскрытия процессов и закономерностей, ею управляющих, опора на законы классической физики исчерпала себя уже к середине нашего века. Именно тогда стал лавинообразно накапливаться фактический материал о глубинном строении Земли, стало формироваться представление о вертикальных и горизонтальных неоднородностях всех ее оболочек–геосфер, и, в конце концов, возникло понимание, что планета – сложное многофазное, многокомпонентное тело, находящееся в неравновесном состоянии. Земля – саморегулирующаяся, самоорганизующаяся сложная система – такое представление о нашей планете формируется и постепенно формулируется уже в наши дни. Ясно, что законы развития, особенности эволюции и процессы, управляющие этой

эволюцией, могут быть вскрыты только в рамках неравновесной термодинамики сложных систем.

А.А. Щипанский¹, И.С. Пухтель², А.В. Самсонов²

Высокомагнезиальные породы зеленокаменных поясов Карелии как индикаторы различных геодинамических обстановок

Высокомагнезиальные вулканиты являются характерными членами разрезов многих архейских зеленокаменных поясов. Известны они и в поясах Карельской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) [1]. Как правило, эти вулканиты отождествляются с коматиитами, что создает впечатление о широкой распространенности последних в архее. Вместе с тем, экспериментальные данные по плавлению мантийного перидотита показывают, что образование коматиитов требует очень высоких потенциальных температур (до 1700–1800°C) и давлений, достигающих 10 ГПа, что могло реализовываться только при адиабатическом плавлении поднимающихся с больших глубин мантийных плюмов (например, [2] и др.). Известные находки продуктов коматиитового вулканизма в недавней геологической истории [3, 4] также указывают на их генетическую связь с плавлением мантийного плюма, генерировавшего Карибское океаническое плато. Поэтому, если все высокомагнезиальные вулканиты Карельской ГЗО отождествлять с коматиитами, то мы должны будем признать, что в позднем архее господствовала тектоника мантийных плюмов.

Однако уже достаточно давно было подмечено, что химические составы производных коматиитового и бонинитового вулканизма довольно схожи, а их высокие $Mg/(Mg+Fe)$ отношения в обоих случаях соответствуют примитивным расплавам? равновесным с мантийным оливином [5]. В тоже время, очевидно, что геодинамические обстановки проявления коматиитового и бонинитового вулканизма радикально различаются. Бонинитовый вулканизм имеет место только в обстановках, связанных с зонами субдукции молодых и горячих океанических плит [5, 6 и др.], дегидратация которых приводит к понижению перидотитового солидуса в мантийном клине, вызывая, таким образом, процессы относительно малоглубинного (< 3 ГПа) частичного плавления. При этом могут возникать первичные расплавы с содержаниями MgO , достигающими 17–22 вес. % [6]. При отсутствии характерных текстурно-струк-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

турных признаков коматиитов (и, прежде всего, структур спинифекс), подобные высокомагнезиальные метаморфизованные породы архейского возраста могут ошибочно приниматься за коматииты.

Здесь мы рассмотрим два наиболее изученных примера высокомагнезиального вулканизма позднего архея Карельской ГЗО: коматиитовый бимодального Костомукшского пояса и бонинитовый надсубдукционный полимодальной Хизоваарской структуры Северо-Карельского пояса, формировавшихся примерно в одно и тоже время (около 2,8 млрд лет), но в различных геодинамических обстановках.

Коматииты Костомукшского зеленокаменного пояса приурочены к контоксской серии лопия [1], занимая не более 15–20% ее объема. Они ассоциируют с подушечными, вариолитовыми и массивными метатолитами (N-MORB), перемежающимися с многочисленными габброидными силлами, составляющими около 70% ~ 3,5 км разреза серии. Среди продуктов коматиитового магматизма распространены как дифференцированные лавовые потоки, так и многочисленные недифференцированные силлоподобные тела ультроосновного (перидотитового) состава. Истинная мощность коматиитов не известна, но по отдельным скважинам, вскрывшим до 30 коматиитовых потоков, их мощность составляет не менее 150 м.

Родоначальная коматиитовая магма содержала около 27% MgO и формировалась при потенциальной температуре $1770 \pm 20^\circ\text{C}$ на глубинах более 300 км. Это в совокупности с полученными нами прецизионными геохимическими и изотопно-геохимическими (Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os) данными позволяет сделать вывод о базальт-коматиитовом магматизме контоксской серии как продукте частичного плавления обширного мантийного плюма, сформировавшего структуру океанического плато, фрагмент которого был аккретирован и обдуцирован на древнюю континентальную окраину [7].

Высокомагнезиальные метавулканыты Хизоваарской зеленокаменной структуры ранее также описывались как коматииты [8 и др.], хотя и отмечалось отсутствие в них каких-либо признаков спинифекс-структур и элементов дифференциации лавовых потоков. По формальным признакам химических составов, таким, как высокие содержания MgO (до 29 вес.%), Ni, Cr, эти метавулканыты действительно схожи с коматиитами. Однако более детальное опробование этой толщи показало, что «коматииты» Хизоваары перемежаются с высоко-Са метабонинитами, образуя с ними единую породную серию мощностью 30–50 м, обнаруживающую поразительное сходство с офиолитовым комплексом Троодоса [9,10]. Расчеты показывают, что первичные расплавы для пород этой бонинитовой серии могли иметь содержания MgO не превышающие 20–22 вес.% и формироваться за счет частичного плавления водосодержащей мантии при потенциальной температуре 1400–1450°C и давлении < 3 ГПа [10]. Подобные условия магмогенерации, а также пространственно-временная ассоциация бонинитовой серии Хизоваары с островодужны-

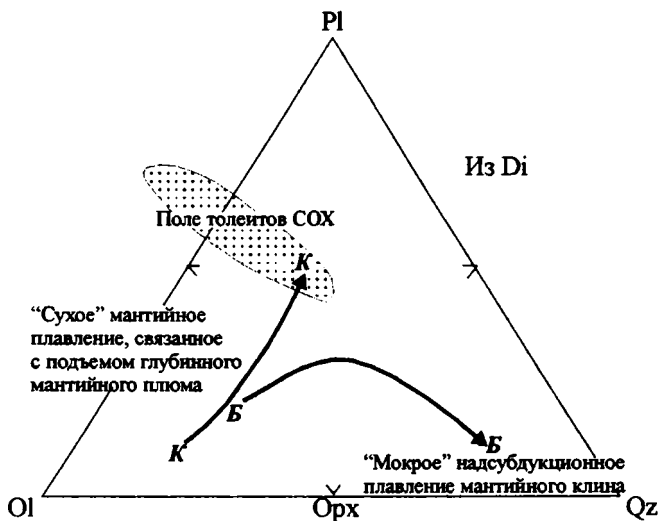
ми метатолитами и андезитами, указывают на прямую связь формирования этого комплекса с процессами субдукции океанической плиты.

Таким образом, в общих чертах схожие по химическому составу продукты высокомагнезиального вулканизма в позднем архее формировались как минимум в двух различных геодинамических обстановках. Заметные различия между ними проявляются при анализе совокупности данных, характеризующих каждую из упомянутых серий, что наглядно иллюстрируется различиями трендов коматитовой и бонинитовой серий (рисунок). Если тренд коматитовой серии генерируется при «сухом» мантийном плавлении [11] и направлен к области составов толеитов СОХ, то тренд бонинитовой серии отражает эволюцию первичных составов в сторону насыщения кварцем, что является характерной чертой «мокрого» плавления с постепенным понижением температуры и давления.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№99-05-65607 и 99-05-64055.

Литература

1. Коматинты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита / Под ред. О.А.Богатиков. Л.: Наука, 1988. 192 с.
2. Herzberg C., O'Hara M.J. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites // *Earth-Sci. Rev.* 1998. V. 44. P. 39–79.
3. Arndt N., Kerr A.C., Tarney J. Dynamic melting in plume heads: the formation of Gorgona komatiites and basalts // *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1997. V. 146. P. 289–301.
4. Alvarado G.E., Denyer P., Sinton C.W. The 89 Ma Tortugal komatiitic suite, Costa Rica: Implications for a common geological origin of the Caribbean and Eastern Pacific region from a mantle plume // *Geology*. 1997. V. 25. P. 439–442.
5. Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // *Nature*. 1979. V. 280. P. 550–553.
6. Ohnenstetter D., Brown W.L. Boninites: A review / D. Demaiffe (Ed.). *Petrology and Geochemistry of magmatic suites of the rocks in the continental and oceanic crust*. Bruxelles: Univ. Libre, 1996. P. 307–320.
7. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., Jochum K.P., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. Oceanic plateau model for continental growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 155. P. 57–74.
8. Кожеевников В.Н. Геология и геохимия северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, 1992. 199 с.
9. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // ДАН. 1999. Т. 365, №6. С. 817–820.
10. Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Puchtel I.S., Bibikova E.V. 2.8 Ga boninite series from the Khizovaara greenstone belt, North Karelia: Evidence for a modern style subduction in the late Archean // *Abstr. Inter. Conf. «Early Precambrian: Genesis and evolution of the continental crust»*. Moscow: GEOS, 1999. P. 163–167.
11. Arndt N., Ginibre C., Chauvel C., Albarede F., Cheadle M., Herzberg C., Jenner G., Lahaye Y. Were komatiites wet? // *Geology*. 1998. V. 26. P. 739–742.
12. Walker D., Shibata T., DeLong S.E. Abyssal tholeiites from the Oceanographic fracture zone II, phase equilibria and mixing // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 70. P. 111–125.



Положение трендов позднеархейских высокомагнезиальных вулканитов Карельской ГЗО в проекции нормативного базальтового тетраэдра O1-PI-Qz из точки диопсида (Di) [12]

Тренд коматитовой серии (К – К) получен по точкам нормативных составов коматитов и ассоциирующих с ними метатолентов (35 анализов) Костомукшского зеленокаменного пояса. Тренд бонинитовой серии (Б – Б) получен по точкам нормативных составов метабонинитов и ассоциирующих с ними высокомагнезиальных метавулканитов (40 анализов) Хизоваарского зеленокаменного пояса

В.В.Эз¹

Проблема сочленения Урала и Тянь-Шаня в свете результатов изучения хребта Султануиздаг

Геологов давно интересовал вопрос, не являются ли Урал и Южный Тянь-Шань частями единой складчатой системы и, если являются, то первичен ли изгиб этой складчатой дуги или он образовался после формирования более прямолинейной складчатой структуры. При решении этого вопроса большое внимание уделялось Султануиздагу, который расположен на пересечении простирающихся этих складчатых систем.

Ответы на этот вопрос давались различные. Карпинский [6] предполагал, что широтная система дислокаций на продолжении Южного Тянь-Шаня через Султануиздаг продолжается под более молодыми отложениями к западу, в сторону Донбасса. Шульц мл. [9] находил сход-

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

ство между разрезами палеозоя Урала, Султануиздага и Тянь-Шаня, а согласно Бухарину и др. [2], практически все тектонические зоны Южного Тянь-Шаня сопоставляются с соответствующими тектоническими зонами Урала.

Использование палеомагнитных данных привело к новым решениям. Согласно реконструкциям, во время накопления среднепалеозойских образований, слагающих Султануиздаг и небольшие хребты между ним и собственно Южным Тянь-Шанем, площади современных Урала и Тянь-Шаня были далеко разобщены и находились по разные стороны оси спрединга океана [4, 5]. Единая Урало-Тянь-Шаньская дуга, по их мнению, сформировалась только в карбоне.

Дополнительный материал для решения этой проблемы дали детальные исследования, проводившиеся в Султануиздаге Институтом физики Земли (в них, кроме автора, участвовали Ю.А.Морозов, А.И.Смутьская, Н.С.Фролова, М.С.Фельдман).

Хребет Султануиздаг сложен метаморфическими толщами, возраст которых в основном среднедевонский и, видимо, не выходит за пределы среднего палеозоя. Исходными породами являлись песчаники, известняки, кремнистые породы и вулканиты основного состава, а также интрузивные породы, преимущественно основные. Уровень метаморфизма изменяется от тонкозернистых серицит-хлоритовых сланцев на СЗ до пород ставролит-биотит-кианитовой субфации на ЮВ.

Из-за интенсивных и неоднократных разрывно-складчатых деформаций султануиздагские метаморфиты удается расчленить лишь на структурно-литологические подразделения с неясными возрастными соотношениями и разрывными контактами. Несмотря на протяженность границ структурно-литологических подразделений, большая часть геологических тел, из которых она состоит, является лишь более или менее вытянутыми линзами. По крайней мере, часть толщи представляет собой своеобразный сплюснутый тектонический меланж, реликты которого сохранились, например, в тени давления большого массива гипербазитов.

В Султануиздаге выделяются, как минимум, три тектонические единицы, разделенные шарьяжными поверхностями. Кроме того, на западной и северной окраинах хребта выходят более слабо метаморфизованные и гораздо менее деформированные, преимущественно вулканогенные породы, соотношения которых с этими тектоническими единицами неясны. Их слабая переработанность может объясняться и тем, что они вообще более молодые, и тем, что они избежали интенсивных деформационно-метаморфических изменений, находясь в краевых частях объема пород, затронутых зональным метаморфизмом.

Среднепалеозойские толщи испытывали в разное время деформации разных направлений, и легко читаемые на карте сжатые прямые складки были созданы на последнем этапе больших деформаций. До этого существовали лежащие складки, шарниры которых поперечны к последним складкам. В лежащие складки смяты не слоистость, а сланцеватость и

полосчатость, которые, надо думать, сформировались вместе с еще более ранними прямыми складками, которые тоже были поперечны к последним складкам, т.е. к южнотяньшаньскому простираению. А из этого вытекает большое сомнение: можно ли по ориентировке последних складок судить о простираении границы складчатой системы, в данном случае – об ориентировке границы Каракумского массива?

Важным элементом структуры Султануиздага является поверхность покрова, ныне интенсивно смятая в складки и нарушенная более поздними разрывами, но в целом тоже секущая южнотяньшаньское простираение конечной складчатой структуры.

Учитывая, что выделяемые в Султануиздаге тектонические единицы не протягиваются даже вдоль этого небольшого хребта, представляется крайне мало вероятным, чтобы тектонические единицы, выделяемые в Тянь-Шане, могли протягиваться до Урала.

Проведенные наблюдения позволяют полагать, что смена широтных простираений в восточной части Султануиздага меридиональными в его северном окончании не отражает первичной ориентировки структур последнего этапа деформаций, а является результатом их последующего изгиба в горизонтальной плоскости. В месте наиболее резкого изменения простираений находятся внедрившиеся в метаморфическую толщу интрузивные тела. Из соотношения формы их границ и структуры вмещающей толщи видно, что они внедрились в места отслоения и расхождения вертикальной расслоенности вмещающей толщи в замке дисгармоничной складки с вертикальным шарниром (подобно тому, как формируются седловидные жилы в замках складок). В сохранившихся внутри массива остатках кровли видны следы растяжения вмещающих пород вдоль осевой плоскости складки, инициировавшего внедрение. Рост этой огромной складки продолжался и после того, как интрузирующий материал достиг уровня современного эрозионного среза, что видно по различному положению вектора намагниченности в частях интрузии, находящихся в разных крыльях складки [8]. О продолжении деформаций после внедрения говорит и милонитизированность апофиз массива (но в самом массиве породы не несут явных следов больших деформаций: возможно, в своей южной части он расколот и раздвинут).

Поскольку на обширной площади между Султануиздагом и Уралом выходы палеозоя не обнажены, нельзя утверждать, что и далее к северу, вплоть до Урала, сохраняются такие же меридиональные простираения и что, следовательно, в Султануиздаге мы наблюдаем поворот всей складчатой системы Южного Тянь-Шаня: возможно, этот поворот сугубо локальный. Последнее представляется тем более вероятным, что в западной части Султануиздага простираения поворачивают и снова становятся северо-западными.

Геофизические данные [1, 3, 7] показывают, что между Уралом и Султануиздагом располагаются полосовые магнитные и гравитационные аномалии меридионального направления. Меридиональные зоны высо-

кого гравиметрического градиента обнаруживаются на том же простирании и к югу от Султануиздага. Однако в районе Султануиздага пологовые аномалии имеют тяньшаньское простирание, срезая подходящие к ним меридионально вытянутые аномалии. Поскольку уральские простирания являются для Султануиздага более молодыми, чем тяньшаньские, это срезание связано, надо полагать, с еще более поздними процессами (мезозойские образования в этой зоне дислоцированы).

Таким образом, по крайней мере, на последних этапах развития, далее к западу и к югу от места пересечения простираний Урала и Тянь-Шаня формировались структуры тех же простираний. Обе эти системы как бы продолжают наружу, за пределы сформировавшейся к концу герцинского этапа складчатой дуги. Возможно, ориентировка этих структур определялась не строением нижележащих этажей, а влиянием образовавшихся рядом крупных складчатых систем. Как тогда относиться к представлениям о «линии Карпинского» и об Урало-Оманском линейменте как о структурах более древнего заложения, остается неясным.

Литература

1. *Амурский Г.И.* Урало-Оманский линеймент // Геотектоника. 1976. № 2. С. 87–101.
2. Тектоника Западного Тянь-Шаня / А.К.Бухарин, В.Д.Брежнев, Л.А.Масленникова, А.К.Пятаков, Ю.К.Бурков, И.А.Васильев, Г.Б.Кириллова, С.Г.Моргунова. М.: Наука, 1989. 152 с.
3. *Вольвовский И.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Шрайбман В.И.* Тектоника Туранской плиты. М.: Наука, 1966. 288 с.
4. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
5. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 59–75.
6. *Карпинский А.П.* О типе дислокаций в Южной России (Европейская часть) // Горн. журнал. 1883. Т. 9. С. 434–445.
7. *Кутин Н.Я., Бабаджанов Т.Л., Рзаева В.А., Рубо В.В., Шейх-Заде Е.Р.* Структура поверхности основания нефтегазоносных областей Узбекистана // Сов. геология. 1992. № 1. С. 57–63.
8. *Савчук Ю.С., Миркамалов Р.Х., Ванясян Г.А., Воронов О.А.* Геодинамические обстановки гор Султан-Увайс // Геотектоника. 1997. № 5. С. 57–71.
9. *Шульц С.С. (мл.)* Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972. 207 с.

Системы разломов центральной части Восточно-Европейской платформы

Проблема прогнозирования полезных ископаемых всегда тесно связана с вопросами линейamentной тектоники, поскольку вполне установленным фактом является приуроченность к линейаментам значительных скоплений эндогенных рудных полезных ископаемых. Учитывая, что разрывные нарушения не всегда удается фиксировать и изучать геологическими методами, в особенности в закрытых районах, в настоящей работе упор сделан на выделение и изучение разломов по геофизическим материалам с последующим привлечением геологических данных. Это тем более оправдано, поскольку в отличие от разнородных геологических материалов Сводная гравиметрическая карта Восточно-Европейской платформы (в рамках бывшего СССР) и карта аномального магнитного поля содержат однородную и взаимоувязанную информацию на весь обширный регион исследований.

При выделении разломов по геофизическим данным нами, вслед за К.Ф.Тяпкиным [1, 2], использовались так называемые индикаторы разломов. Все отмеченные такими индикаторами линейамента – фрагменты разломов – были вынесены на карту и систематизированы по их протяженности и азимуту простираения.

Статистическая обработка азимутов простираения линейаментов – фрагментов разломов показала, что они группируются по определенным направлениям и могут быть объединены во взаимоортогональные (парные) системы, как это имеет место в других регионах [1, 3]. Всего нами выделено 6 взаимно ортогональных систем разломов: 0 и 270; 15–20 и 285–290; 35 и 305; 45 и 315; 55 и 325; 65–70 и 335–340°. Пространственное распределение разломов различных систем также имеет некоторую закономерность. Для территории к северо-западу от линии Ровно–Смоленск–Иваново–Сыктывкар главенствующая роль принадлежит четырем системам: 0–270; 20–290; 45–315 и 70–340°. На юго-восток от указанной линии особое значение приобретают взаимно ортогональные системы 65–335, 15–285°. Системы 0–270 и 45–315° развиты и здесь, однако в отличие от северо-запада, где ведущей (в плане образования структур) является диагональная система 45–315°, тут эту роль выполняет ортогональная система 0–270°.

С учетом протяженности элементарных линейаментов, их пространственного и взаимного расположения, азимутов простираения они объединены нами в группы – совокупности, соответствующие различным ти-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

пам разрывных структур. В итоге были выделены: (1) полосовые системы разломов, (2) крупные протяженные разломы, (3) зоны повышенных концентраций разломов малой протяженности, (4) зоны повышенных концентраций слабоконтрастных разрывных нарушений (зоны “скрытых” разломов).

Полосовые системы разломов являются основными структурными элементами, игравшими важную роль в формировании палеорифтов [4]. Системы включают в себя совокупности субпараллельных продольных разломов, образующих грабены, ветви грабенов, а также поперечных к ним разломов, смещающих и разделяющих грабены и горсты. Ширина таких систем 30–70 км, протяженность от 200 до 1000 км. Протяженность отдельных линеаментов от 30 до 150 км.

Крупные протяженные разломы имеют все перечисленные выше азимуты простирания, но для различных регионов выделяются преобладающие направления и подчиненные направления. Так, в Карельском регионе наибольшее распространение имеют протяженные разломы двух взаимно ортогональных систем: 45–315 и 70–340°. В Прибалтийской области распространены крупные разломы направлений 315, 270 и 0°; в Сухонском регионе – 315, 20 и 0°; на Украине – 0, 345 и 305° и т.д.

Несмотря на то, что линеаменты малой протяженности развиты практически повсеместно, намечаются полосовые протяженные участки их локального сгущения – зоны повышенных концентраций разломов малой протяженности. Ширина таких зон 40–80 км, в единичных случаях до 120 км; протяженность от 300 до 900 км, иногда до 1800 км. Всего нами выделено четыре такие зоны субмеридионального простирания, две – субширотного простирания, две – северо-восточного направления и две – северо-западного. Ряд зон местами прерывается. По нашему мнению, зоны представляют собой линейные участки дробления и повышенной проницаемости земной коры. Разные части (отрезки) этих зон в различное время претерпевали проявление тектонической активизации. Мы склонны полагать, что основным динамическим режимом, вызвавшим появление этих зон, является растяжение и, возможно, сдвиговые дислокации.

Зоны повышенных концентраций слабоконтрастных разрывных нарушений отличаются от вышеописанных зон тем, что сами разрывные нарушения отмечаются практически лишь в гравитационном поле. По нашему мнению, такие зоны являются отражением линейных зон сжатия, развитых в пределах «жестких» и стабильных участков земной коры. Всего таких зон выделено семь, пять из которых находятся к северу от Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта, две – на южном плече Тиманского среднепалеозойского рифта и одна – восточнее Пачелмского палеорифта.

Литература

1. Геофизические методы изучения систем разломов земной коры и принципы их использования для прогнозирования рудных месторождений: Тез. докл. Днепр., 1998. 107 с.
2. Тяпкин К.Ф., Кивалюк Т.Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1982. 239 с.
3. Тяпкин К.Ф., Бондаренко В.Н. Система разломов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. 184 с.
4. Эрнчек Ю.М., Мильштейн Е.Д. Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. СПб, 1995. 48 с.

С.Л.Юнга¹

Сеймотектоническая деформация литосферы геодинамически активных регионов Северной Евразии

В работе детально исследуются сеймотектонические деформации геодинамически активных регионов Северной Евразии, включая Кавказско-Копетдагский ороген, Памиро-Тянь-Шаньский сегмент, Алтае-Саянский регион, Байкальскую рифтовую зону и Курило-Камчатскую сейсмофокальную область. Данные, вовлеченные в настоящее исследование, охватывают известные автору определения фокальных механизмов за последние 80 лет, включая определения относительно слабых землетрясений с $M > 3$ с 1977 г. Использован также так называемый каталог тензоров центроидов-моментов, или СМТ-каталог, включающий данные по очаговым параметрам сильных землетрясений мира с 1976 г. по текущее время [1].

Подобные вопросы анализа доступной к настоящему времени статистики механизмов очагов землетрясений с выявлением их основных характеристик в пределах исследуемой территории, собственно и обеспечивающих всю полноту картины проявления сеймотектонических деформаций (СТД), привлекают в последнее время внимание многих геофизиков.

Методика построения схем СТД на базе статистического анализа фокальных механизмов сформировалась в основных чертах в цикле работ трех последних десятилетий, библиография которых приведена в работах [2, 3]. СТД выделенной области земной коры обусловлены совокупностью подвижек по разрывам в очагах землетрясений. Направленность и вид СТД определяются суммой тензоров сейсмических моментов землетрясений, т.е., иными словами, отдельных элементарных тензоров СТД, в качестве которых и выступают механизмы очагов. Для целей данного анализа СТД оказывается возможным характеризовать соответствующим средним механизмом $\langle m \rangle$, где средневзвешенный тензор

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

$\langle m \rangle$ рассчитывается по нормированным тензорам сейсмических моментов. Весьма существенным обстоятельством является при этом оптимальный вид весовой функции, что не только существенно упрощает процедуры статистических оценок, но и позволяет повысить их надежность. Предложен новый подход к выбору весовой функции, опирающийся на анализ индекса упорядоченности механизмов очагов k .

Не вдаваясь в детали, отметим лишь, что мера упорядоченности к совокупности разрывных деформаций статистически определяется через интенси́вность среднего тензора $\langle m \rangle$ [2]. Крайние значения k отвечают, соответственно, полной разупорядоченности ($k=0$) и полной упорядоченности ($k=1$). Как и в случае статистики угловых измерений [4], альтернативная характеристика рассеяния – выборочная дисперсия Γ определяется очевидным образом через коэффициент k .

Таким образом, хаотичность деформационного процесса, проявляющаяся во взаимном частичном подавлении приращений деформаций, может быть выражена как функция индекса упорядоченности k .

Данный подход требует репрезентативности объема используемых данных, что достигается соответствующим выбором разбиения изучаемого региона на подобласти. Как известно, подобного рода статистические подходы выявляют в первую очередь региональные (трендовые) составляющие сейсмо тектонического процесса. Вместе с тем, параметр k дает важную характеристику «шумовой» составляющей, связанной, с одной стороны, с ошибками в способе формирования выборки фокальных механизмов и погрешностями в их определении, а с другой – обусловленной локальными особенностями геологических процессов.

Отметим, что математическое моделирование синтетических серий фокальных механизмов, обусловленных, например, заранее заданными тектоническим напряжениями, позволяет оценить ожидаемую степень упорядоченности фокальных механизмов. Так, например, гипотеза об обусловленности фокальных механизмов единым однородным полем тектонических напряжений приводит к характерным значениям коэффициента $k = 0,6$ [2]. Поэтому исследование реальных значений коэффициентов k в определенной мере позволит в дальнейшем подтвердить или опровергнуть эту гипотезу.

По-видимому, одной из наиболее существенных закономерностей рассчитанного поля STD для Кавказского региона является доминирующая ориентация главной оси сжатия вкрест простирания Главного Кавказского хребта и вкрест основных разрывных нарушений так называемого кавказского простирания. Современные сейсмо тектонические деформации в Кавказском регионе оказываются вполне сопоставимыми по своим ориентациям с многочисленными пликативными и дизъюнктивными деформациями, проявлявшимися в новейший этап развития.

Рионский и Куринский межгорные прогибы, разделяя орогены Большого и Малого Кавказа, характеризуются сравнительно пониженной

упорядоченностью подвижек в очагах землетрясений, что находит отражение и в их сложной новейшей структуре.

В Памиро-Тянь-Шаньском сегменте заметно преобладание СТД взбросового типа с ориентацией сжатия в субмеридиональном направлении или в направлении, закономерно отклоняющемся более или менее к северо-западу вкрест простирания главнейших тектонических структур как субширотного, «тянь-шаньского», простирания, так и иных ориентировок.

При этом регион можно охарактеризовать в целом сравнительно слабой степенью упорядоченности сейсмотектонических подвижек. Более 50 % выборок механизмов дают значения k в диапазоне 0,2–0,3, что значительно ниже характерного для синтетических серий значения 0,6. Выделяются значительной разупорядоченностью подвижки в зонах Дарваз-Каракульского и Гиссаро-Кокшаальского разломов, в определенной степени приуроченные к внешним частям Памирских дуг.

В земной коре Алтае-Саянской области на современном этапе в целом доминируют сейсмотектонические деформации взбросового типа с ориентацией сжатия в направлении северо-северо-восток–юго-юго-запад, север–юг, северо-северо-запад–юго-юго-восток, на фоне которых обнаруживается значительное распространение проявлений деформаций сдвига и растяжения. Значения коэффициентов k в половине случаев оказываются в диапазоне 0,3–0,5.

Значительным единообразием деформационной картины отличается Байкальская рифтовая зона, где в земной коре доминируют сейсмотектонические деформации рифтового типа, при котором оси растяжений в очагах землетрясений субгоризонтальны и ориентированы вкрест простирания поверхностных структур, а сжимающих деформаций – субвертикально. Кинематическая картина подвижек в большинстве случаев характеризуется значительной упорядоченностью с типичными значениями $k > 0,5$.

Устойчивые однотипные ориентировки наблюдаются на всем протяжении Курило-Камчатской зоны. Верхняя часть сейсмофокальной зоны характеризуется наибольшим единообразием деформационной картины, так что значения коэффициента k достигают здесь значений 0,7–0,9. Поскольку в картине распределения направлений деформаций максимального сжатия наблюдаются ориентировки вкрест простирания дуги, то многие исследователи ограничиваются выводом, что землетрясения здесь возникают в условиях субгоризонтального сжатия. Однако при этом, как правило, остается вне рамок анализа фактор наклона главных осей СТД и изучение взаимоотношения перерезывающей и горизонтальной компонент, поскольку рассмотрение перерезывающей компоненты в этой обстановке оказывается на первый взгляд как бы излишним и, как следствие, вне поля зрения исследователей. Вместе с тем, ее роль представляется существенно недооцененной и, по всей видимости, весьма принципиальной. Следует отметить, что наклон главной оси

сжатия в направлении от континента под океан является другой устойчивой закономерностью, которой отвечает однотипная ориентировка перерезывающей компоненты, так что линия максимального среза параллельна оси глубоководного желоба.

В заключение отметим, что в большинстве исследуемых регионов в целом кинематическая картина подвижек в очагах проявляет самоподобие СТД в широком диапазоне масштабов. Вместе с тем, повсеместно фиксируемая приуроченность доминирующих ориентировок СТД к неотектонической обстановке позволяет усмотреть в этом наличие унаследованности современных сейсмотектонических деформаций от деформационного процесса неотектонического этапа.

Результаты данного исследования предполагается использовать в дальнейшем при построении карты напряженно-деформированного состояния Северной Евразии.

Настоящая работа выполнена частично при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 98-05-64139 и 98-05-65159).

Литература

1. *Dziewonski A., Chou T., Woodhouse J.* Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 86. P. 2825–2852.
2. *Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 191 с.
3. *Юнга С.Л.* Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // *Физика Земли.* 1996. № 12. С. 37–58.
4. *Mardia K.V.* Statistics of directional data, Academic Press, New-York and London, 1972. В переводе на русский: Мардиа К. Статистический анализ угловых наблюдений. М.: Наука, 1978. 240 с.

И.Н.Яницкий¹

Концепция Н.С.Шатского «О современных разломах на платформах» в свете гелиметрических и прогностических исследований

Региональные гелиметрические исследования, выполнявшиеся ВИМСом, ВИРГом и некоторыми другими организациями первоначально в рамках «Атомного Проекта» (1947–1980 гг.), показали наличие большого числа контрастных гелиевых аномалий, выявляемых в самых различных тектонических условиях: на щитах, на территориях древних

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС), Москва, Россия

денудированных складчатых областей, в районах современного орогеназа, в прибортовых их частях и т.д. К удивлению исполнителей работ столь же интенсивные гелиевые аномалии с начала 70-х годов стали выявляться также в платформенных условиях, в частности, – на Русской платформе.

Особый интерес вызвал характер гелиевых аномалий на территории Московского артезианского бассейна, в том числе, – в наиболее погруженной его центральной части, где мощность осадочного чехла достигает 3 км [4].

Непременным условием появления контрастных аномалий гелия в верхних горизонтах многослойной подземной системы при интенсивном северном переувлажнении является наличие сквозных гидрогеологических окон и напоров флюидов в нижней части разреза, превышающих гидростатическое давление. Линейный характер аномалий свидетельствовал также об их тектонической природе – научное открытие № 68 [1–3].

Результаты фундаментальных гелиеметрических исследований вызвали, однако, негативную реакцию. В первую очередь возражали гидрогеологи и газонефтяники, принявшие ранее так называемую концепцию с абсолютно закрытым характером ядер осадочных бассейнов (С.И.Смирнов, В.В.Иванов и др.). Полная консервация «материнских пород» и отсутствие какого-либо массообмена позволяли говорить о первично-осадочном (биогенном) происхождении углеводородов (А.А.Бакиров, М.Ф.Мирчинк, Н.Б.Вассоевич).

Авторитеты структурной геологии также отрицали возможность наличия современных активных разломов на древних платформах (см., например, «Карту активных разломов СССР и сопредельных территорий» м-ба 1:8 000 000, 1986 г., где ни одного такого рода образования на площади Московского артезианского бассейна нет.

Наконец, более всего возражали лидеры инженерной геологии, которым признание наличия современных активных разломов на древних платформах грозило редакцией СНИИПов и других нормативных документов на изыскания и строительство.

В столь сложной ситуации и при явном наличии реальных деформаций на ряде строящихся и уже действующих атомных электростанциях (с 1979 г. мы входили в состав Межведомственного технического совета по АЭС) автор вынужден был выполнять широкие консультации. Однако результаты долго оставались неудовлетворительными. Даже сопоставление карт неотектоники в авторстве В.И.Бабака (кафедра динамической геологии МГУ) с реальными полями гелия по Северо-Казхстанскому и Московскому регионам не давало искомого результата.

Только в 1980 г. чрезвычайно интересная информация была получена от известного тектониста, академика Ю.А.Косыгина. Автор встретился с Юрием Александровичем в санатории «Узкое», где он находился на отдыхе. В связи с особой важностью информации автор приводит слова Ю.А.Косыгина в сокращении:

«Лет тридцать назад ко мне обратился директор ГИНа академик Н.С.Шатский. Он увлекался детальным морфоструктурным анализом верхов осадочной толщи Русской платформы. В зачистках обнажений оврагов, обычно по их крутым бортам, Николай Сергеевич нередко наблюдал заметную дезинтеграцию горизонтально лежащих слоев четвертичных и нижележащих образований – без каких-либо вертикальных смещений на флангах. Поскольку и геофизика давала признаки наличия в этих местах характерных неоднородностей, то у нас возникло предположение, что это какие-то глубинные тектонические образования. Он назвал их **субвертикальными, безамплитудными глубинными разломами**. Однако, каков механизм их образования, когда и как в них происходят вертикальные дислокации, оставалось совершенно непонятным. Мы не имели тогда каких-либо специальных средств для их наблюдений, да и не представляли практической значимости этих явлений. На том та затея и кончилась».

Юрий Александрович проявил к результатам гелиеметрических исследований большой интерес и посоветовал поговорить также с П.Н.Кропоткиным, который дал ценную дополнительную информацию.

Наконец, совсем недавно Анатолий Иванович Суворов подтвердил, что безамплитудные субвертикальные разломы, выраженные зонами интенсивной дезинтеграции коренных пород, встречаются в любых тектонических условиях.

Оригинальный взгляд Н.С.Шатского на динамику разломов позволил по-новому интерпретировать имеющуюся у нас информацию. К этому времени мы имели уже результаты комплексных наблюдений за всеми физическими полями и средами. В составе индикаторов была и высокоточная деформометрия. Одновременно началась экспертиза первопричин крупных технологических аварий (Стеблик, 1983 г.; Истринский ВИС, 1985 г.; дамба в Саргазане и др.). Каждый раз подтверждался образ аномального процесса возмущения всех геофизических полей и сред (рис. 1). Что же касается активизировавшихся разломов, то недостатка их в поле гелия не отмечалось никогда. Эти связи получили документальное оформление в 1992 г. (Роспатент № 2030769).

Описание в кратком изложении следующее. В долговременных штелевых условиях каких-либо возмущений по всем наблюдаемым параметрам нет. В ходе кратковременного возмущения синхронно активизируются все компоненты вмещающей среды (электромагнитные, гравитационные, акустические, микросейсмические и пр.). В геологических средах это волновой колебательный процесс, соответствующий рис. 1. Время прохождения его в спектре известных геологических колебаний – от первых суток до нескольких часов. Это статистически выраженная область наиболее сильных проявлений, хотя в обе стороны частот никаких ограничений нет.

При отсутствии глубинных разломов в области активизации, параметры которой показаны на рис. 2, распределение всех элементов воз-

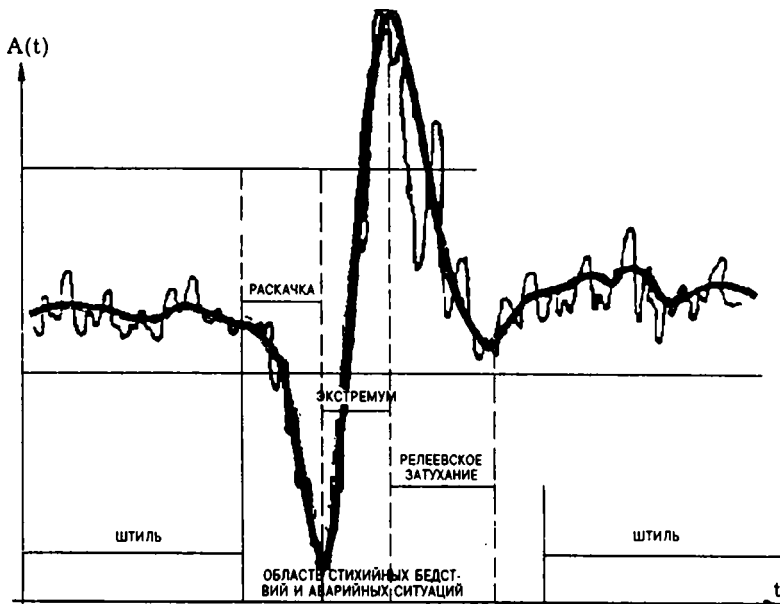


Рис. 1. Графическое изображение процесса возмущения всех геофизических полей и сред с выходом на патологию

A – интенсивность сигнала по любому исследуемому параметру во времени t . Ранее этот «образ» ошибочно принимался за предвестника землетрясения

мушения равномерное, поэтому фактически малозаметное (условия «А»). Однако гелиометрические исследования исключают этот вариант. Наличие разломов (условие «Б»), что соответствует структуре «колотого льда», характерной для платформ [1–4], определяет дискретную картину активизации. Расчеты и факты показывают, что вертикальные деформации грунтов в сопряжениях блоков, работающих подобно клавиатуре, на базе 100 м могут достигать нескольких метров.

Только в результате таких деформаций можно понять, каким образом, например, ночью при нулевой нагрузке рухнул новый широкопролетный мост в Великом Устюге (1987 г.), или у ст.Бологое с внезапно деформированного полотна железной дороги слетел экспресс «Аврора» (1988 г.). Что же касается Чернобыльской катастрофы, то дирекция ЧАЭС еще осенью 1985 г. направила письмо в Институт физики Земли с просьбой срочно прислать специалистов с аппаратурой, чтобы установить причину сверхнормативных деформаций именно 4-го блока.

Итак, концепция Н.С.Шатского «о субвертикальных малоамплитудных разломах на платформах» в фундаментальных гелиометрических и прогностических исследованиях получила полное подтверждение. На этой базе сформулировано понятие высокочастотной геодинамики,

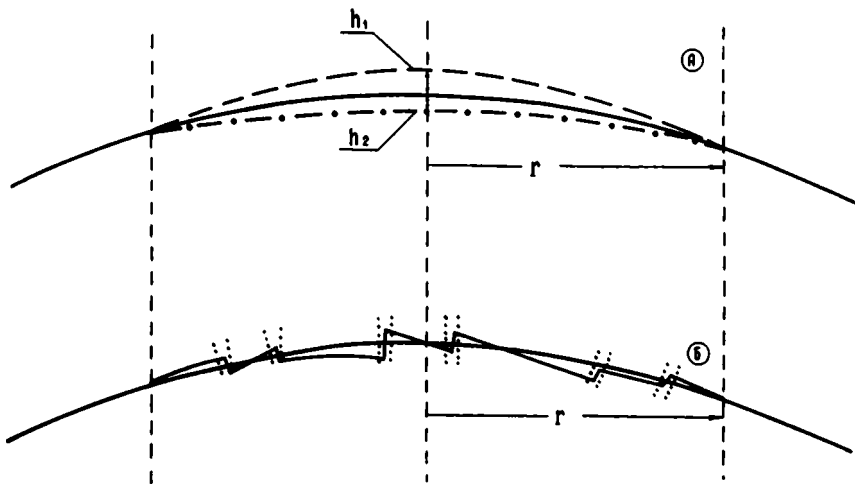


Рис. 2. Схема вертикальных деформаций геоида, возникающих в области геодинамической активизации, согласно рис. 1

А – при отсутствии разломов, разграничивающих блоки земной коры; Б – при наличии разломов. r – радиус возмущения, среднестатистическое значение которого составляет 100 км; h_1 , h_2 – вертикальные деформации в разных фазах возмущения. В случае Б, характерном для условий платформ, реальные деформации в сопряжениях блоков на базе 100 м могут достигать нескольких метров, что совершенно недопустимо при размещении современных конструкций

имеющей общепланетарный характер. В принципиально ином свете предстоит подойти к решению проблем повышения запаса прочности технологических систем и прогноза стихийных бедствий [3, 4].

Литература

1. Еремеев А.Н., Башорин В.Н., Яницкий И.Н. и др. Закономерность распределения концентраций гелия в земной коре // Открытия в СССР, 1969. М., 1970. С. 14–15.
2. Бородзич Э.В., Еремеев А.Н., Яницкий И.Н. Механизм формирования избыточного давления в литосфере // ДАН СССР. 1980. Т. 252, №5. С. 1199–1202.
3. Башорин В.Н., Бородзич Э.В., Зачернюк А.Б. и др. Гелиметрические и прогностические исследования при оценке надежности промышленных площадок АЭС // Оценка сейсмотектонических условий площадок строительства атомных энергетических установок. М.: Энергоатомиздат, 1987. С. 28–36.
4. Методические рекомендации по применению гелиметрических исследований м-ба 1 200 000 и крупнее для выбора промплощадок под ответственные инженерные сооружения. М.: ВИМС, 1991. 82 с.

Содержание

Программа XXXIII Тектонического совещания "Общие вопросы тектоники. Тектоника России"	3
<i>Авсюк Ю.Н.</i> Реконструкция периодичностей геологических процессов в рамках уточненной схемы приливной эволюции системы Солнце–Земля–Луна	19
<i>Андреичев В.Л.</i> Геохронология докембрия Канино-Тиманского региона .	21
<i>Анисимов Л.А.</i> Геодинамическое моделирование Прикаспийской впадины: интеграция геофизических и геохимических данных	23
<i>Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И.</i> Дилатансионное разуплотнение как один из факторов латеральной расслоенности консолидированной коры Воронежского кристаллического массива	25
<i>Артюшков Е.В.</i> Новейшие поднятия земной коры на континентах как результат замещения астеносферой мощного слоя мантийной литосферы	28
<i>Балуев А.С., Глуховский М.З., Моралев В.М.</i> Геодинамическая эволюция и магматизм рифтовой системы Белого моря	31
<i>Басистый В.А., Буйских А.А.</i> Геотермические градиенты многолетнемерзлых пород как признак неотектонических движений	34
<i>Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.</i> Проблемы континентальной коллизии: современный коллизионный пояс Загроса	36
<i>Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К.</i> Особенности строения и соотношений Джидинского, Хамар-Дабанского и Тувино-Монгольского террейнов на северной окраине Палеоазиатского океана	40
<i>Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А.</i> Новейшая геодинамика Кавказ-Загросского региона	43
<i>Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Немирович-Данченко М.М., Деев Е.В., Зиновьев С.В., Ершов С.С., Левчук М.А., Резяпов Г.И., Шемин Г.Г.</i> Тектоника юрского комплекса мезозойско-кайнозойского осадочного чехла севера Западно-Сибирской плиты	46
<i>Берзина А.П., Сотников В.И., Берзина А.Н.</i> Связь геодинамики, магматизма и Cu-Mo-порфирового оруденения (Сибирь, Монголия)	49
<i>Бирюков В.М., Бирюков Е.В.</i> Роль геодинамического фактора при формировании глубинных серий магматических пород	52
<i>Бискэ Ю.С., Попов В.В.</i> Реконструкция области Туркестанского океана для девонского периода	55
<i>Блюман Б.А., Кухаренко Е.А.</i> О блоковой делимости, унаследованности и направленности развития Алтае-Саянской складчатой об-	

ласти	58
<i>Богданов Н.А.</i> Тектоника Охотоморского региона	61
<i>Божко Н.А.</i> Тектонические условия формирования гранит-зеленока- менных областей в позднем архее	63
<i>Борисенко В.И., Журавлев Б.Я., Тихомиров П.Л., Федоров Т.О.</i> Зеле- нокаменный пояс Урала – особенности тектонического стиля	66
<i>Бочаров В.Л., Иванов Ю.В.</i> Тектоника докембрия: экологические следствия	67
<i>Бочкарев В.С., Густокашин А.Н., Кутырев А.И.</i> Структурно-геодина- мические связи Западной и Восточной Сибири	69
<i>Брежнев В.Д.</i> Раннепротерозойский этап тектонической истории Восточного Прототетиса	71
<i>Булгатов А.Н.</i> Геодинамическая гетерогенность Евразийской лито- сферной плиты	74
<i>Веймарн А.Б., Бурштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Шмелёв И.В.</i> Палео- география и палеотектоника фаменского века Казахстана и при- легающих районов востока Южного Урала	77
<i>Верхбицкий В.Е., Левченко О.В.</i> Внутриплитные деформации океа- нической литосферы на примере сравнительного структурного анализа Центральной котловины Индийского океана и Азоро- Гибралтарской зоны разломов	80
<i>Верниковский В.А.</i> Проблемы тектоники и формирования континен- тальной коры докембрийско-палеозойских складчатых поясов обрамления Сибирской платформы	83
<i>Вигинский В.А.</i> Пути преодоления кризиса в тектоническом картиро- вании (к вопросу о принципиальной легенде тектонических карт) ...	84
<i>Винничук Н.Н., Кормильцев В.В., Костров Н.П.</i> Возможности потен- циальных геофизических методов при изучении коллизионной зоны на Южном Урале	87
<i>Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Бабин Г.А., Руднев Н.Н., Крук Н.Н., Пономарчук В.А., Травин А.В., Выставной С.А.</i> Глубинные разломы и магматизм Алтае-Саянской складчатой области	89
<i>Владимиров В.Г.</i> Структурно-термальная модель формирования ран- некаледонского горно-складчатого сооружения Западного Санги- лена (Юго-Восточная Тува)	93
<i>Войнова И.П., Приходько В.С.</i> Магматические индикаторы стиля ак- креции	95
<i>Волобуев М.И., Колесников Е.М., Смоляр М.И.</i> Систематика субдук- ционных и коллизионных процессов в докембрии и раннем па- леозое в Приенисейской Сибири по геологическим и изотопно- геохронологическим данным	97
<i>Галимзянова Р.М.</i> Роль тектонических деформаций в формировании комплекса основных пегматитов критического горизонта массива Нюд Мончегорского плутона	100

<i>Ганелин А.В., Батанова В.Г.</i> Геодинамическая обстановка формирования офиолитового комплекса Ганычаланского террейна (Пенжинский район Северо-Востока России)	102
<i>Гарагаиш И.А.</i> Механизм формирования осадочных бассейнов в условиях растяжения	106
<i>Гарагаиш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е.</i> Структуры типа антеклиз, синеклиз и областей глубокого прогибания на платформах. Физический механизм образования	110
<i>Гарецкий Р.Г., Айсберг Р.Е., Карабанов А.К.</i> Картографический синтез неотектоники Центральной Европы	113
<i>Гибшер А.С., Казанский А.Ю., Изох А.Э., Метелкин А.Э., Каргополов С.А.</i> Роль трансформных сдвигов в тектонике Центральной Азии	115
<i>Гиоргобиани Т.В.</i> Коллизионные складчатые структуры Большого Кавказа	120
<i>Гиоргобиани Т.В.</i> О протрузивном происхождении гранитоидных массивов Дарьяльского ущелья (Большой Кавказ)	123
<i>Гладкочуб Д.П., Донская Т.В.</i> Петрологические индикаторы процессов образования и распада древних суперконтинентов в краевых областях Сибирского кратона	126
<i>Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф., Загубный Д.Г.</i> Молодые тектонические нарушения Приполярного Урала как проявление особенностей уральской неотектоники	129
<i>Голубев В.М.</i> Тезисы системной геотектоники	132
<i>Гончаров М.А., Фролова Н.С.</i> Кулисы рифтовых долин и трансформные разломы СОХ как результат совместного функционирования геодинамических систем трех рангов	137
<i>Гордиенко И.В., Киселев А.И.</i> Постколлизионный магматизм Монголо-Сибирского региона и его возможная связь с деляминацией литосферы	140
<i>Горяинов П.М.</i> Сложные (складчато-) линзовые ансамбли тектонических систем (иллюстрации к нелинейной тектонике)	144
<i>Григорьянц Б.В.</i> Сейсмичность и грязевой вулканизм как явления геологические	148
<i>Гурьянов В.А., Карсаков Л.П., Горошко М.В.</i> Раннепротерозойский осадочно-вулканогенный Улканский прогиб на юго-востоке Сибирской платформы: особенности магматизма и структурная позиция	150
<i>Гусев Г.С., Волочкович К.Л., А.А. Головин К.Л., Килипко В.А., Межеловский Н.В., Минц М.В., Певзнер В.С., Ревакин П.С., Филатов Е.И.</i> Карты тектонического и металлогенического районирования как структурно-вещественная основа единой цифровой модели России	152
<i>Гусев Е.А.</i> Геологическое строение и тектоника внешней периферии Лаптевоморской континентальной окраины и прилегающей части Евразийского бассейна	155

<i>Дворова А.В., Куренков С.А.</i> Палеомагнитные данные по верхнекембрийским базальтам Киргиз-Терской зоны Северного Тянь-Шаня	158
<i>Демина Л.И., Козлов С.С.</i> Палеотектонические условия формирования перидотитов массива Нурали (Южный Урал)	161
<i>Добрецов Н.Л.</i> Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации	165
<i>Докукина К.А.</i> Коллизионная система Западного Прибайкалья: соотношения синметаморфических гранитных жил и мраморного мела-ланжа	166
<i>Дубровский В.А., Сергеев В.Н.</i> Кольцевые тектонические структуры ...	167
<i>Егоров А.С.</i> Модель глубинного строения коллизионного орогена уральского типа	171
<i>Егоров Е.Ю., Копп М.Л.</i> Происхождение и кинематика Приволжско-Ергенинского новейшего уступа	175
<i>Зайцев В.А.</i> Характер распределения молодых структурных неоднородностей и их кинематика территории Печенгской впадины и ее обрамления	178
<i>Зыков Д.С.</i> Детальные структурно-кинематические реконструкции для новейшего этапа. Методика и результаты (на примере Северо-Карельской зоны Балтийского щита)	181
<i>Иванов А.А., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г., Мартынов Е.В., Козлов Н.Е.</i> Геодинамика раннего докембрия на европейской части Северо-Атлантического региона	184
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.</i> Сейсмотектоника подвижных поясов Якутии	187
<i>Карпетов С.С.</i> Складчатые системы Центрально-Азиатской части Тетиса: террейновый анализ и геодинамика	191
<i>Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З.</i> Мафит-ультрамафиты западного склона Урала: венд-кембрийский внутриплитный магматизм	194
<i>Кириллова Г.Л.</i> Тектоническая эволюция позднемезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов Юго-Восточной России	197
<i>Киричко Ю.А.</i> Однонаправленная ротация блоков фундамента и ее значение в формировании складчато-разрывных структур	199
<i>Кирмасов А.Б., Клочко А.А., Божко Н.А., Минина О.Р.</i> Тектоника Уа-китской зоны (Прибайкалье): к палеогеодинамике внутренних районов Байкальской складчатой области	205
<i>Кирмасов А.Б., Прусакова Н.А., Фельдман А.А.</i> Внутриплитная тектоника и кимберлитовый магматизм: тектонофизический и геофизический аспекты	208
<i>Клавдиева Н.В.</i> Особенности погружения Предкавказских прогибов на позднеальпийском этапе	211

<i>Клещев К.А., Шейн В.С., Астафьев Д.А., Кузнецов А.Г.</i> Плитотектоническое районирование нефтегазоносных областей России и сопредельных стран	213
<i>Колодяжный С.Ю.</i> Зоны сдвигового тектонического течения Карельского массива (Балтийский щит)	218
<i>Константиновская Е.А.</i> Коллизия дуга – континент и инверсия субдукции: пример Камчатской орогенной области и экспериментальное моделирование	221
<i>Конторович В.А.</i> История тектонического развития и тектоническое строение мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири	224
<i>Копп М.Л.</i> Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы	228
<i>Короновский Н.В., Захаров В.С.</i> Колебания блоков земной коры южного края Скифской плиты (Северное Предкавказье), в связи с образованием передовых прогибов.	232
<i>Короновский Н.В., Герасимов И.А., Конаев А.В., Киквадзе Г.М., Колесова Е.А.</i> О пределах возможного увеличения радиуса Земли в геологическом прошлом на основе анализа эволюции системы Земля–Луна.	235
<i>Кортаев М.В.</i> Моделирование деформаций осадочного бассейна с корой переходного типа	239
<i>Корчагин Ф.Г., Маслов Л.А.</i> Геодинамика зоны сочленения Центрально-Азиатских и Тихоокеанских структур	242
<i>Корчагин Ф.Г., Онухов Ф.С.</i> Неотектоника и сейсмичность юга Российского Дальнего Востока	245
<i>Корчуганова Н.И., Макарова Н.В.</i> Неоген-четвертичная тектоника и геодинамика периконтинентальных орогенов северо-востока Евразии	248
<i>Костенко Н.П., Брянцева Г.В.</i> Неотектоника Надым-Газовской синеклизы (Ново-Уренгойский регион)	251
<i>Кочемасов Г.Г.</i> Тектоника Земли – совмещение ординарного и уникального (следствие регулярных волновых процессов)	253
<i>Кративнер Р.Б.</i> К проблеме происхождения диапиризма в осадочном чехле	257
<i>Красный Л.И.</i> Глубинные восходящие (фидерные) структуры [плюмы – плюмажи – горячие пятна; астеносферные (мантийные) диапиры – диапиры] и их минерагеническое значение	260
<i>Красовский С.С., Красовский А.С.</i> Астеносфера и тектогенез	262
<i>Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.</i> Эволюция Центрально-Азиатского горячего поля в фанерозое	265
<i>Кузьмичев А.Б.</i> Позднерифейские тектонические события в истории байкалид Тувино-Монгольского массива	267
<i>Курдин Н.Н.</i> Восточно-Кавказская зона пограничных (краевых) дислокаций – структурный индикатор региональной геодинамики ...	271

<i>Куренков С.А., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Кузнецов Н.Б.</i> Тектонотипы глубинных разломов – современная геодинамическая интерпретация	274
<i>Курчавов А.М.</i> Палеотектонические аспекты зональности девонского континентального магматизма юга Западной Сибири	279
<i>Лазуркин Д.В.</i> Строение осадочного чехла Лаптевоморского шельфа .	282
<i>Лазуркин Д.В., Павлов А.В.</i> Тектоника и нефтегазоносность Евразийского океанического бассейна	284
<i>Левин Б.В.</i> Об астрономической компоненте тектонической силы . . .	286
<i>Леднева Г.В., Соловьев А.В.</i> Обстановки и время формирования массивов ультрамафит–мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье)	288
<i>Леонов М.Г.</i> Горизонтальные протрузии кристаллических комплексов в структуре корового слоя платформ и подвижных поясов . . .	291
<i>Леонов Ю.Г.</i> Рифт и рифтогенез: о некоторых дискуссионных вопросах	296
<i>Леонов Ю.Г., Перфильев А.С.</i> Тектоническая природа границы Мохоровичича	298
<i>Летникова Е.Ф., Школьник С.И.</i> Осадочные серии северного сегмента Палеоазиатского океана и их роль в террейновом анализе	301
<i>Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.</i> Геодинамика мантийных плюмов, их взаимодействие с астеносферой и литосферой и поверхностное проявление в рифто- и траппообразовании	304
<i>Ломизе М.Г.</i> Изгибы офиолитовых сутур и коллизийное течение горных масс к западу от Аравийского синтаксиса	308
<i>Макаренко Г.Ф.</i> Тектоника России – ключ к структурной симметрии Земли	311
<i>Мизурский А.В.</i> Структурные стили в тектонических исследованиях .	315
<i>Миколайчук А.В., Дженчураева А.В.</i> Среднепалеозойские комплексы Туркестанского и Казахского бассейнов на территории Центрального Тянь-Шаня	318
<i>Милановский Е.Е.</i> Мобилистская гипотеза Вегенера и ее судьба в развитии геотектоники в XX веке (к 120-летию со дня рождения Вегенера)	322
<i>Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А., Габдуллин Р.Р., Бондаренко Н.А., Любимова Т.В.</i> К вопросу о структурных связях киммерид Горного Крыма и альпид Северо-Западного Кавказа . . .	326
<i>Милькевач Р.И., Миллер Ю.В.</i> Тектоническое значение островодужного магматизма северной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия)	329
<i>Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б.</i> Кейвский террейн в Кольском раннедокембрийском коллизии: новые геохронологические данные и интерпретации	332
<i>Морозов Ю.А.</i> Соотношение разновозрастных структурных планов в полиэтапно развивающихся объемах земной коры (северо-запад	

Кольского региона)	335
<i>Мусатов Е.Е.</i> Материковые окраины атлантического и тихоокеанского типов: геодинамические границы, сходства и различия морфоструктуры	338
<i>Мусатов Ю.Е.</i> О связи избыточных напряжений сжатия с областями неотектонических поднятий	341
<i>Невинский В.И., Невинский И.О., Цветкова Т.В.</i> Геодинамическая радионовая сеть: первые результаты	345
<i>Некрасов Г.Е.</i> Тектоническая природа структур Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна реки Укэлаят и вопросы геодинамики допозднепалозойских океанических комплексов Запада Корякского нагорья	347
<i>Ненахов В.М.</i> Модель формирования раннеархейских ГЗО	352
<i>Никишин А.М.</i> Тектоническая история Кавказско-Скифско-Черноморского региона в мезозое и кайнозое	356
<i>Никишин А.М., Коротаев М.В.</i> История формирования Черноморской впадины	360
<i>Николаев В.А.</i> Градиенты новейших вертикальных движений земной коры	364
<i>Николаев В.Г.</i> Будущее активного Байкальского рифта – стабильная синеклиза	367
<i>Никонов А.А.</i> Схема структурной связи Туранской, Скифской и Восточно-Европейской платформ	372
<i>Оровецкий Ю.П., Вигилянская Л.И.</i> Методологическая альтернатива палеомагнетизма (геотектонические следствия)	375
<i>Осиленко А.Б.</i> Геодинамическая обстановка формирования пород офиолитового комплекса полуострова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка: геохимические индикаторы	378
<i>Павлов А.В.</i> О природе полосовидных магнитных аномалий в океане	382
<i>Панина Л.В.</i> Новейшая тектоника Предкавказья	384
<i>Панов Д.И.</i> Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа	387
<i>Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л.</i> Геодинамическая модель краевых прогибов – глобальных УВ-носных структур	390
<i>Петров Г.А., Свяжжина И.А., Рыбалка А.В., Мезенина З.С.</i> Тагильская палеоостроводужная система: к вопросу о времени формирования и положении палеозоны субдукции	392
<i>Петровский М.Н., Петровская Л.С.</i> Условия формирования Поросозерского массива кварцевых диоритов – гранодиоритов – гранитов зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья	396
<i>Пешкова И.Н., Пузанова И.В.</i> Геодинамическая эволюция и типы осадочных бассейнов рифея Сибирской платформы	397
<i>Плотников А.В.</i> Основные этапы фанерозойского высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма в Алтае-Саянской складчатой области	400

<i>Погребизцкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Мусатов Е.Е., Трухалев А.И.</i> Тектоника зоны сочленения океан–континент в Арктическом бассейне	402
<i>Подурушин В.Ф.</i> Кольцевая структура Большого района КМВ	404
<i>Полетаев А.И.</i> Сдвигово-ротационная модель развития Российского сектора Евразии	406
<i>Пучков В.Н.</i> Палеогеодинамика Урала в контексте плейт-тектонических реконструкций	407
<i>Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А., Пуцаровский Д.Ю., Руженцев С.В.</i> Глубинная тектоника Земли	410
<i>Пчелинцев С.В.</i> Структурные парагенезы северной части Магнитогорской зоны и ее обрамления (Южный Урал)	413
<i>Пыстин А.М.</i> Тектоническая позиция и возраст эклогитов Урала	416
<i>Расцветаев Л.М.</i> Об определении параметров горизонтального сокращения литосферы, связанного с развитием глубинных содвиговых зон (к постановке задачи)	417
<i>Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н., Энна Н.Л., Корсаков С.Г.</i> Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа	420
<i>Резанов И.Н., Татьков Г.И., Коломиец В.Л., Нефедьев М.А., Чебаков Г.И.</i> Оценка сейсмотектонической активности блоково-разрывных структур Усть-Селенгинской депрессии (восточное побережье оз. Байкал)	424
<i>Рейснер Г.И., Рогожин Е.А., Харахинов В.В.</i> Глубинное строение и сейсмотектоника Охотии и Курило-Камчатского региона	428
<i>Родкин М.В.</i> Палеозона субдукции в Южном Каспии – новые свидетельства и возможная роль во флюидогеодинамике региона	431
<i>Родников А.Г., Сергеева Н.А., Родкин М.В., Забаринская Л.П.</i> Глубинное строение переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану	434
<i>Розен О.М., Федоровский В.С.</i> Расслоение континентальной коры и выплавление гранитов в коллизионных системах	437
<i>Романько А.Е., Савичев А.Т., Ефремова Л.Б.</i> Надвиговые явления и разнотипный средний и кислый магматизм зоны Печенга, Балтийский щит	439
<i>Рудаков С.Г.</i> О вероятностных связях Европейского Прототетиса с другими байкальскими океанами	440
<i>Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Иванова Е.А.</i> Девонские олистостромы и тектонические покровы в Сакмарской зоне Урала и проблема вулканогенного кембрия	442
<i>Савельев А.А., Савельева Г.Н., Шараськин А.Я.</i> Геодинамическая обстановка формирования офиолитов в герцинидах Полярного Урала	444
<i>Савко К.А.</i> Петрология и тектоническая эволюция метапелитовых гранулитов Воронежского кристаллического массива (ВКМ)	446

<i>Самыгин С.Г.</i> Уральский палеоокеан – время образования	449
<i>Сараев В.А.</i> Гомология Земли	453
<i>Сафонов Ю.Г.</i> Тектонические факторы образования и размещения рудных месторождений	455
<i>Свеишиков А.А., Дубинин Е.П.</i> Эволюция литосферы Лабрадорского бассейна	459
<i>Селивёрстов Н.И.</i> Глубинная гидратация океанской литосферы и гео- динамика северного участка Курило-Камчатской островной дуги . .	462
<i>Семенов Д.Ф.</i> Структурные элементы зон сочленения континента и ложа океана	466
<i>Семинский К.Ж.</i> Зонно-блоковая структура литосферы Центральной Азии	467
<i>Сим Л.А., Постников А.В., Постников А.В., Бачманов Д.М., Сергеев А.А.</i> Разломно-блоковая тектоника платформенных нефтегазонос- ных областей	471
<i>Симонов В.А., Куренков С.А., Бабин Г.А., Ступаков С.И., Лоскутов И.Ю.</i> Палеоспредиговые комплексы в офиолитах Алтае-Саян- ской области – индикаторы геодинамических процессов форми- рования структур Палеоазиатского океана	474
<i>Сиротин В.И.</i> Значение сравнительной планетологии в создании мо- делей ранней эволюции Земли	477
<i>Склярв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.</i> Гранито-гнейсовые купола и комплексы метаморфических ядер: альтернатива или синтез	480
<i>Славинский В.В.</i> Влияние подлитосферной конвекции на рельеф зем- ной поверхности	483
<i>Смирнова М.Н.</i> Роль субмеридиональных рифтов в структуре древ- них платформ России	486
<i>Соколов Б.А., Бурлин Ю.К.</i> Эволюционно-тектоническая типизация нефтегазоносных осадочных бассейнов	488
<i>Соколов В.Б.</i> Характер взаимодействия Восточно-Европейской и За- падно-Сибирской плит и место Урала в этом процессе	490
<i>Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов Г.Е., Алексутин М.В.</i> Верх- неюрско-нижнемеловая конвергентная граница СЗ Пацифики и проблема мезозойских палеотектонических реконструкций	492
<i>Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К.</i> Модель формирования Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии	495
<i>Сомин М.Л.</i> Структуры аркадного типа в складчатых поясах	497
<i>Старосельцев В.С.</i> Тектонический аспект формирования «косых» пачек неокома Западно-Сибирского седиментационного бассейна	500
<i>Сыстра Ю.Й.</i> Теория тектоники плит и докембрийская эволюция Фенноскандинавского щита	504
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> Некоторые особенности складок как основа пони- мания складчатой деформации. Попытка построения универсаль- ной классификации складчатых структур. Складки как элементы	

тектонического потока	507
<i>Тевелев Ал.В.</i> Особенности развития магматизма и формирования складчато-покровной структуры южной части Восточно-Уральского мегаблока	510
<i>Тевелев Арк. В.</i> Кинематическая классификация сдвигов	514
<i>Терехов Е.Н.</i> Лежачие складки беломорского комплекса как индикатор обстановки растяжения	518
<i>Тимонин Н.И.</i> Тектоническая эволюция Пай-Хоя	521
<i>Тишкин Б.М.</i> Задача о дискретном и непрерывном развитии геодинамического пространства	524
<i>Трегуб А.И.</i> Блоки первого ранга в неотектонической структуре Воронежского массива	529
<i>Трофимов Н.Н., Голубев А.И.</i> Геодинамические условия образования нового формационного типа благороднометалло-титаномагнетитовых руд Карелии	531
<i>Тычков С.А., Кулаков И.Ю., Бушенкова Н.А.</i> Глубинная геодинамика Байкальской рифтовой зоны (сейсмотомография, численное моделирование)	534
<i>Устинова М.А.</i> История геологического развития положительных структур в пределах Московской синеклизы	538
<i>Филатова Н.И., Вишневская В.С.</i> Роль тектонической дисперсии при формировании периокеанических орогенических поясов	541
<i>Ханчук А.И.</i> Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России	544
<i>Харахинов В.В.</i> Тектоника дна Охотского моря	548
<i>Хераскова Т.Н., Дмитровская Ю.Е., Казарманыч Н.А., Ануреева Н.К.</i> Отражение тектонических движений фундамента Восточно-Европейской платформы в отложениях чехла Московской синеклизы .	551
<i>Худoley А.К.</i> Структурная эволюция метаморфического комплекса прибрежной части полуострова Тайгонос	555
<i>Цветкова Т.В., Невинский И.О., Моцнин М.М., Перельгин В.П., Чебурков Ю.Т.</i> К вопросу о тектонических движениях	556
<i>Цейслер В.М., Корчуганова Н.И.</i> Некоторые морфогенетические типы неоген-четвертичных орогенных впадин	560
<i>Цейслер В.М., Туров А.В.</i> Структурная этажность чехольного комплекса Восточно-Европейской платформы в сравнении с этажностью на платформах Лавразии	562
<i>Чехович П.А.</i> Тектонические палеореконструкции на основе методов высокоразрешающей стратиграфической корреляции. Старые проблемы и новые возможности	564
<i>Чиков Б.М., Беляев С.Ю., Сердюк С.С.</i> Тектоника Центральной Сибири (Ангаро-Енисейский регион)	567
<i>Чистяков Д.Н., Егоров А.С., Гурьев Г.А.</i> Геодинамика северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса	570

<i>Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Ландер А.В.</i> Формирование Лесновского надвига	573
<i>Шарков Е.В., Богатиков О.А.</i> Эволюция тектономагматических процессов на Земле и на Луне: сходство и различия	577
<i>Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С.</i> Петрологические аспекты тектоники раннего докембрия (на примере Балтийского щита)	580
<i>Шарова А.М.</i> Структура фундамента восточной части Сибирской платформы	584
<i>Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Астраханцев О.В., Лучицкая М.В.</i> Источники вещества гнейсово-амфиболитового аллохтонного комплекса Ильменогорской зоны Восточного Урала: результаты геохимических и изотопных исследований	588
<i>Шашорин Б.Н.</i> Глубинные «очаги» разуплотнения в плитном сценарии алтаид	593
<i>Шевченко Б.Ф.</i> Глубинная структура и геодинамика зоны перехода океан-континент	596
<i>Шеремет О.Г.</i> Глубинная структура Байкальской рифтовой зоны на основе метода совместного анализа гравимагнитных полей	600
<i>Шерман С.И., Лунина О.В.</i> Напряженное состояние верхней части литосферы Земли	601
<i>Шипилов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е.</i> Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря)	605
<i>Шкодзинский В.С.</i> Специфика докембрийских геодинамических обстановок (модель глобального магматического фракционирования)	609
<i>Шмонов Г.А.</i> Терминаторная тектоника – альтернатива тектонике литосферных плит	612
<i>Шмонов Г.А.</i> Двуглавость Северного магнитного полюса и тектоника литосферных плит	615
<i>Шолто В.Н.</i> Актуальные проблемы современной геотектоники	619
<i>Щипанский А.А., Пухтель И.С., Самсонов А.В.</i> Высокомагнезиальные породы зеленокаменных поясов Карелии как индикаторы различных геодинамических обстановок	621
<i>Эз В.В.</i> Проблема сочленения Урала и Тянь-Шаня в свете результатов изучения хребта Султануиздаг	624
<i>Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д.</i> Системы разломов центральной части Восточно-Европейской платформы	628
<i>Юнга С.Л.</i> Сейсмотектоническая деформация литосферы геодинамически активных регионов Северной Евразии	630
<i>Яницкий И.Н.</i> Концепция Н.С.Шатского «О современных разломах на платформах» в свете гелиометрических и прогностических исследований	633

Научное издание

**ОБЩИЕ ВОПРОСЫ
ТЕКТониКИ.
ТЕКТониКА РОССИИ**

Материалы XXXIII Тектонического совещания

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Редактор И.М. Ерофеева
Художник О.В. Кураленко

Подписано к печати 30.12.1999
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 40,5
Тираж 400 экз.
Тип. зак. № 1157С, Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия Л.Р. № 050112 от 09.03.95
109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер.,
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 231-04-43