



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

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

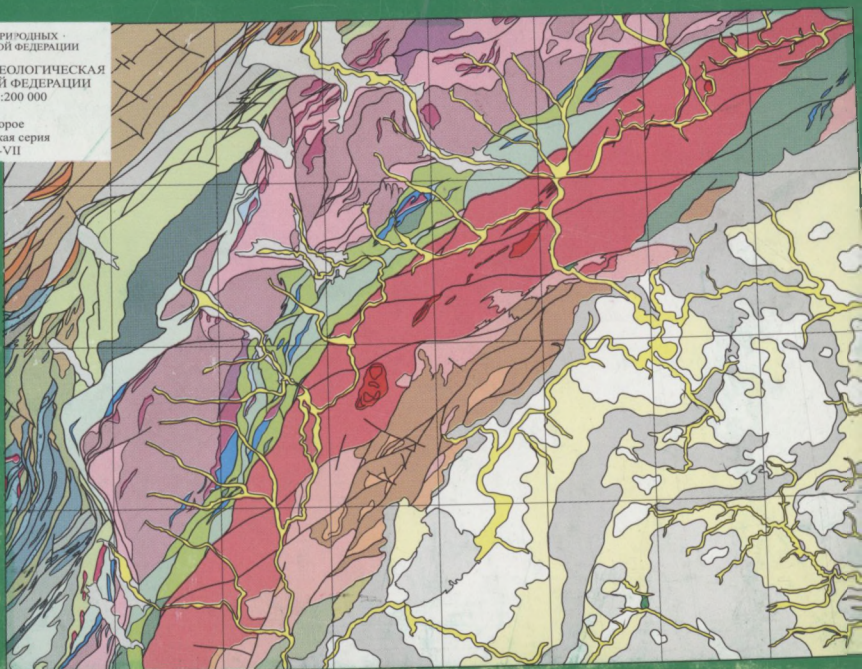
2001

ТЕКТНИКА НЕОГЕЯ: ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ

ТОМ 1

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
МАСШТАБ 1:200 000

Издание второе
Полярноуральская серия
Q-41-XVI-VII



1:200 000

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО РОССИИ
ФЦП "ИНТЕГРАЦИЯ"

ТЕКТОНИКА НЕОГЕЯ: ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ

Том 1

**Материалы
XXXIV-го Тектонического совещания
(30 января – 3 февраля 2001 г.)**

Москва
ГЕОС
2001

ББК 26.323
Т 30
УДК 551.736.3

**Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Том 1. Материалы XXXIV-го Тектонического совещания (30 января – 3 февраля 2001 г.). – М.: ГЕОС, 2001. – 400 с.
ISBN 5-89118-168-1**

На обложке: Макет Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200000 (Северо-Войкарская площадь). Карта составлена в ГИН РАН под научным руководством С.А.Куренкова. Авторы: Н.Б.Кузнецов, С.В.Руженцев, Г.Н.Савельева, В.А.Аристов, О.В.Удуратина, К.Е.Дегтярев, Д.В.Борисенок, Т.И.Павленко, С.Ю.Соколов, В.В.Кормильцев, Н.Н.Винничук, П.М.Кучерина†. Редакторы: А.А.Савельев†, В.А.Душин.

ISBN 5-89118-168-1

© ГИН РАН, 2001
© ГЕОС, 2001

Тектоника зоны сочленения Верхнепечорской впадины и Тиманского поперечного поднятия Северного Урала (район скважины 1 – Верхняя Сочь)

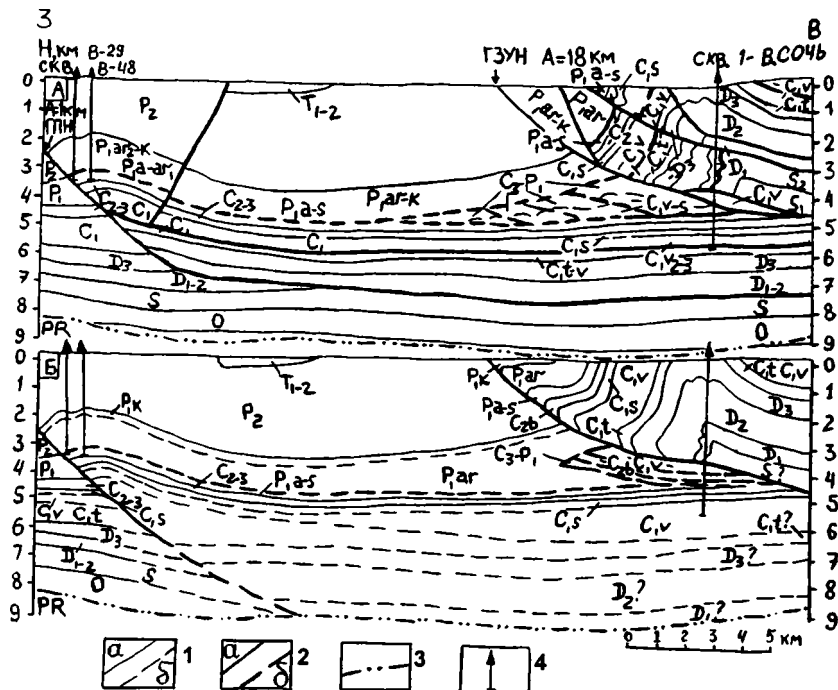
Пояс надвигов Северного Урала является складчатым бортом Тимано-Печорского осадочного бассейна. Поднадвиговые отложения плохо поддаются сейсмическому картированию. Главным способом их исследования остается бурение глубоких скважин. На западном склоне Северного Урала пробурена лишь параметрическая скважина 1 – Верхняя Сочь (рисунок) в 1988–1992 гг. (широта $63^{\circ}20'$, долгота $57^{\circ}47'$, глубина забоя 5700 м). Коллективом авторов [1] детально изучен керн и построен реалистический разрез: под аллохтонными образованиями верхнего девона – силура установлено наличие двух параавтохтонов: верхнего – каменноугольного и нижнего – нижнепермско-нижнекаменноугольного.

В современном тектоническом плане скважина расположена в при-сводовой части передовой Сочьинской антиклинали, маркируемой выходом на поверхность верхнедевонских карбонатов, в пределах западной структурной зоны Северного Урала, на Тимаизском поперечном поднятии [3]. До 1996 г. включительно на всех опубликованных геологических картах Урала эта структура интерпретировалась как небольшая (3x15 км) антиклинальная складка простого строения, западное крыло которой плавно переходит в Предуральский краевой прогиб. Коллективу авторов [1] удалось показать, что Сочьинская антиклиналь представляет собой крупную (8x80 км) асимметричную линейную бескорневую складку, приуроченную к Главному Западно-Уральскому надвигу.

Глубинное строение Сочьинской антиклинали до бурения скважины было изучено по сейсмическому профилю МОВ 109-34 (Володина и др., 1971) и МОГТ 788-14, составленному А.С. Бурцевым и др. (1989). Прогнозировалось, что на глубине 1–1,5 км скважина вскрыет аллохтонные силурийские породы ядра Сочьинской антиклинали, а на проектной глубине забоя (5 км) будет остановлена в нижнепалеозойских, возможно силурийских, отложениях автохтона. Бурение показало, что скважина вошла в крутое западное крыло Сочьинского аллохтона и только на глубине 3743 м вышла из аллохтона. Авторы [1] по результатам бурения предполагают, что даже на глубине забоя 5700 км скважина не вскрыла породы автохтонного комплекса.

Детальный анализ результатов бурения позволил автору обратить внимание на следующее: 1) выделение силурийских пород в основании аллохтона обосновано недостаточно: из приведенных в [1] датировок

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), Москва, Россия



Геологический разрез через Верхнепечорскую впадину. А – вариант по [1], Б – вариант автора

1 – геологические границы: а – достоверная, б – предполагаемая; 2 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 3 – поверхность фундамента по геофизическим данным; 4 – скважины. ГПН – Главный Печорский надвиг; ГЗУН – Главный Западно-Уральский надвиг; А – амплитуда надвига

три указывают на верхний силур, а четыре – на нижний девон; 2) под аллохтоном можно выделить не просто три чешуи (3743; 4200; 4440; 4546 м), интерпретируемые [1] как принадлежавшие дислокации зоны Главного Западно-Уральского надвига с суммарной амплитудой перемещения аллохтона 10–18 км, а фактически опрокинутое послыно сорванное крыло Сочинской антиклинали. При этом перевернутое положение чешуй (визейский век, башкирский век, ранняя пермь – поздний карбон) позволяет по-иному интерпретировать поднадвиговый клин: вместо нормального залегания пород получается перевернутое оторванное крыло, формирующее вдвиг [2], что позволяет лучше понять возмужную природу вдвигов.

Анализ динамики изменения прогнозного разреза в сторону увеличения мощности верхнего и среднего девона, а также визейского яруса, показал возможность построения разреза Верхнепечорской впадины в этом пересечении без силурийских и ордовикских отложений, если ис-

пользовать мощности девона–нижнего карбона, получающиеся в аллохтоне, что частично подтверждается большей вскрытой мощностью визе в скважине по сравнению с Вуктыльской складкой. Если выстроить от геофизического фундамента нижний, средний, верхний девон, турнейский и визейский ярусы – нет противоречия по мощности, но плоскость Главного Печорского надвига тогда нужно опускать до поверхности фундамента. Мощность нижнего карбона тогда сбалансирована, но если на Вуктыле основная мощность приходится на турнейский ярус, то под Сочинской антиклиналью прогнозируется, наоборот, мощный визейский ярус (~1300 м).

Это может свидетельствовать о смещении максимального прогибания с запада на восток, о перекашивании Верхнепечорской впадины, вероятно, из-за надвигания со стороны Северного Урала. При этом с запада от Главного Печорского надвига присутствуют отложения силура и ордовика, а восточнее их, возможно, нет. Главной плоскостью срыва, по-видимому, является поверхность протерозойского фундамента как для Главного Западно-Уральского, так и для Главного Печорского надвигов: амплитуда Главного Западно-Уральского надвига оценивается от 16 км по нижнедевонским отложениям до 3,5 км по поверхности кунгурского яруса.

Современное положение пород визейского и башкирского ярусов в Сочинских антиклиналях и вдвиге может объясняться либо двумя причинами: обратным движением по Главному Западно-Уральскому надвигу амплитудой около 4 км или западным движением вдвигового клина той же амплитуды, либо средним вариантом: сбросом по Главному Западно-Уральскому надвигу амплитудой 2 км и западным движением вдвигового клина – амплитудой ~ 2 км. Сброс по надвигу может также объяснять образование крутого западного крыла Сочинской антиклинали.

Литература

1. Глубинное строение западного склона Урала в районе Сочинской антиклинали (по данным бурения параметрической скважины 1 – Верхняя Сочь). Сыктывкар: Ин-т геол. Коми НЦ УрО РАН, 1997. 80 с..
2. Соборнов К.О., Ростовщиков В.Б. Новые направления поисков нефти и газа в поясе надвигов Северного Урала //Геология нефти и газа. 1995. № 6. С. 30–34.
3. Юдин В.В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург, 1994., 285 с.

В.Л. Андреев¹

Метаморфическая эволюция доуралид севера Урала по геохронологическим данным

Приполярный Урал. В геологическом строении доуралид участвуют в различной степени дислоцированные и метаморфизованные осадочные

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

и магматические породы. Возраст стратиграфических подразделений варьирует от раннего протерозоя до венда. В ходе геологической эволюции породы претерпели неоднократные метаморфические преобразования в условиях гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [5, 6]. Температуры метаморфизма охватывают диапазон от 350 до 750°C и выше, то есть в большинстве случаев они превышают температуры закрытия K-Ar и Rb-Sr изотопно-геохронометрических систем, поэтому с их помощью можно установить возраст последних изменений, а изотопно-геохронологическое обоснование ранних этапов ремобилизации возможно лишь при датировании цирконов. К настоящему времени получен ряд новых изотопных датировок, которые подтверждают установленные ранее и позволяют наметить новые этапы метаморфических преобразований доуралид.

0,4–0,25 млрд. лет – метаморфизм зеленосланцевой фации.

Наиболее хорошо фиксируется K-Ar датировками по метаморфическим и магматическим породам возрастной максимум в 250 млн. лет, который подтверждается и Rb-Sr данными по разным объектам. Это эпидотовые амфиболиты, входящие в состав няртинского комплекса – 255±16 млн. лет [10], метасоматиты по гранитам Кожымского массива – 235±11 млн. лет [7], внутренние изохроны по минералам из риолитов хребта Малдынырд – 249±2 млн. лет [3], из метабазитов – 231±41 млн. лет [2] и гранитов: 240±4 млн. лет – Малопатокский массив; 248±5 млн. лет – Народинский массив; 237±5 млн. лет – Каталамба-Лапчинский массив [1]. Кульминация предшествующих изменений приурочена к рубежу 400 млн лет. Он также выделяется на основании K-Ar и Rb-Sr данных по породам различного генезиса: гнейсам и сланцам няртинского комплекса – 397±8 млн. лет [10], риолитам хребта Малдынырд – 390±10 млн. лет [3], гранитам Маньхембо – 423±10 млн. лет [8].

0,8–0,65 млрд. лет – зональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Основанием для выделения данного этапа послужили $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировки (765–635 млн. лет) по девяти микропробам неокатанных, призматических, прозрачных и полупрозрачных цирконов желтого цвета из пород различного возраста (коллекции Ю.И.Пыстиной и Я.Э.Юдовича). Это биотит-мусковит-хлорит-кварцевые сланцы маньхобейнской свиты нижнего рифея, конгломераты и гравелиты ошизской толщи (основание пуйвинской свиты среднего рифея) и мусковитовые кварциты обейзской (тельпосской) свиты нижнего ордовика. Несмотря на различный геологический возраст пород, изотопные датировки образуют достаточно компактную совокупность, сопоставимую с Rb-Sr возрастом гнейсов и сланцев няртинского комплекса, равным 772 ± 41 млн. лет. Возможно, что в рифейских образованиях кристаллизация цирконов происходила *in situ*, а впоследствии они были транспортированы в отложения нижнего ордовика. Последующие зеленосланцевые изменения не могли исказить их возраст, поскольку цирконы в этих условиях устойчивы. Принимая во вни-

мание термальную историю региональных метаморфических преобразований, можно предположить, что с помощью Rb-Sr системы вряд ли возможен выход на более древние рубежи, и поэтому полученная по этой изотопной системе датировка скорее всего близка к максимальной.

1,7–1,4 млрд. лет – метаморфизм амфиболитовой фации.

Проявился только в породах няртинского комплекса раннепротерозойского возраста. Фактологической основой для его выделения послужили $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировки по пяти микропробам окатанных цирконов темно-розового цвета из пород няртинского комплекса – 1680 млн. лет [4] и хобеинской свиты – 1515–1445 млн. лет (коллекция Ю.И.Пыстиной). Пробы отобраны из разных мест, но полученные датировки достаточно хорошо согласуются между собой. Увязать их с метаморфической эволюцией хобеинской свиты нельзя, поскольку ее геологический возраст соответствует позднему рифею, то есть меньше 1 млрд. лет, поэтому не исключено, что цифры действительно отвечают возрасту метаморфизма няртинского комплекса, являющегося субстратом для его рифейско-вендского обрамления, в условиях амфиболитовой фации. В этом случае датировки подтверждают раннепротерозойский возраст няртинского комплекса.

Исследованиями М.В.Фишмана [9] было установлено, что гранитоиды Приполярного Урала относятся к двум разновозрастным комплексам: байкальскому сальнерско-маньхамбовскому интрузивному гранодиорит-гранитному (580–515 млн. лет) и каледоно-герцинскому кожымскому интрузивно-метасоматическому гранитному (365–200 млн. лет). Новые геохронологические данные по гранитоидному магматизму, основанные на исследовании Rb-Sr, U-Pb и Pb-Pb изотопных систем, приводят к выводу, что наиболее вероятное время формирования гранитоидов, а также вулканических пород находится в интервале 650–500 млн. лет, то есть их следует относить к доуралидам. Наличие широкого спектра посткембрийских датировок обусловлено нарушением изотопных систем в результате вторичных изменений магматических пород.

Полярный Урал. В отличие от Приполярного Урала для доуралид Полярного Урала в настоящее время нет общепринятой схемы этапности метаморфических преобразований, но при статистическом анализе имеющегося геохронологического материала (K-Ar, Rb-Sr, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) обращает на себя внимание тот факт, что практически все датировки попадают в возрастные интервалы, установленные для Приполярного Урала. Это дает основание считать, что метаморфическая эволюция доуралид Приполярного и Полярного Урала происходила в неогее синхронно.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64645).

Литература

1. Водлазская В.П., Шергина Ю.П., Котов К.Н. Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала // Отечественная геология, 1999. № 5. С. 48-55.
2. Исаенко С.И. Рубидий-стронциевый возраст метагаббро-долеритов Приполярного Урала //

- Структура, вещество, история литосферы Тимано-Уральского сегмента: Тез. докл. Сыктывкар, 1997. С. 59-60.
3. Кузнецов С.К., Андреев В.Л. Возраст золото-фукситовой минерализации в риолитах хребта Малдынырд // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Тез. докл. Сыктывкар, Геопринт, 1998. С. 18-19.
 4. Пучков В.Н., Карстен Л.А., Шмелев В.Р. Важнейшие черты геологического строения восточного склона Приполярного Урала // Геология и палеонтология Урала. Информ. матер. Свердловск, 1986. С. 75-88.
 5. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
 6. Тимонина Р.Г. Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 100 с.
 7. Удoratина О.В. О возрасте метасоматических изменений в гранитах Приполярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Уральского сегмента: Тез. докл. Сыктывкар, 1995. С. 83-85.
 8. Удoratина О.В., Андреев В.Л., Кузнецов Н.Б. Гранитоиды Протоурала: новые данные о составе и геодинамическая интерпретация // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Тез. докл. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 216-218.
 9. Фишман М.В. Гранитоиды приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры: Доклад о содержании совокупности выполненных и опубликованных работ, представленных на соискание ученой степени доктора геол.-минер. наук. Сыктывкар, 1971. 55 с.
 10. Юдович Я.Э., Андреев В.Л., Мерц А.В., Кетрис М.П. Новые данные о возрасте метаморфизма доуралит Приполярного Урала // Магматические и метаморфические комплексы севера Урала. Сыктывкар, 1995. С. 52-67.

А. В. Артамонов, Б. П. Золотарев¹

Тектоника и магматизм внутриплитных поднятий Индийского океана

Внутриплитные поднятия (асейсмичные хребты, плато и симаунты) являются одним из важнейших структурных элементов дна Мирового океана и обладают отличными от срединно-океанических хребтов (СОХ) характеристиками (морфологией, составом слагающих их пород и др.). Большинство исследователей связывают образование этих структур с проявлениями магматизма, вызванного действием восходящих глубинных мантийных потоков («mantle plume»), находящихся длительное время (десяtkи миллионов лет) на одном месте. Движение литосферной плиты над такого рода неподвижными вертикальными мантийными струями и приводит к формированию линейно-вытянутых внутриплитных поднятий. Впервые эта идея была предложена для объяснения образования Гавайско-Императорской вулканической цепи [7], а затем стала применяться для объяснения большинства проявлений внутриплитной тектономагматической активности как в океане, так и на континентах. Однако не все данные по морфологии внутриплитных поднятий Мирового океана, петрологии и геохимии базальтов, их слагающих, можно объяснить в рамках данной гипотезы.

В различных частях Индийского океана расположены две группы

¹ Гелогический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

внутриплитных поднятий: плато Кергелен и Восточно-Индийский хребет (хребет 90°) – в восточной части океана и Маскаренский хребет, банка Чагос и Мальдивский хребет – в западной его части. Чаще всего образование этих поднятий связывают с действием горячих точек «Кергелен» (восточная провинция) и «Реюньон» (западная провинция) [4, 5 и др.]. С действием этих горячих точек связывают также образование трапповой формации Декана и вулканитов островов Маврикий и Реюньон на западе океана, а на востоке – платобазальты Раджмахала и вулканиты о-ва Кергелен. Формирование платобазальтов Декана и Раджмахала связывают с начальными этапами действия плюмов, а образование островов – с завершающими этапами. Однако существуют и другие гипотезы образования этих структур [см. библиогр. к 1].

Авторами исследованы образцы пород фундамента, полученные при бурении ряда скважин на этих поднятиях в ходе 26-го и 121-го (Восточно-Индийский хребет) и 115-го (Маскаренский хребет, банка Чагос и Мальдивский хребет) рейсов DSDP и ODP.

В ходе 115-го рейса ODP породы фундамента поднятий были вскрыты в четырех скважинах. Сква. 706С расположена на северо-восточной границе банки Назарет. В северо-западной части Маскаренного хребта расположена скв. 707С. Сква. 713А и 715А локализованы в пределах банки Чагос и северо-восточной границы Мальдивского хребта, соответственно [4].

Маскаренский хребет имеет форму дуги, прилегая своей средней частью к западному флангу Центрально-Индийского хребта. Такая конфигурация хребта связана с различными направлениями разломов, с которыми связан глыбовый характер структуры хребта и которые контролируют расположение вулканических массивов в его пределах. Профиль хребта асимметричен: восточные склоны круты, западные – пологи [2]. На северо-западном окончании хребта расположены: коралловая Сейшельская банка и группа Сейшельских островов, а в южной части хребта – вулканические острова Маврикий и Реюньон.

Мальдивский хребет протягивается в меридиональном направлении на 3000 км от п-ова Индостан на севере до Центрально-Индийского СОХ в южной своей части. Хребет асимметричен и обладает характерной блоковой морфологией. Вдоль подножия восточного склона протягивается желоб. Цоколь хребта разбит рядом поперечных разломов, а на вершинной его поверхности располагаются три группы коралловых островов и рифов (Лаккадивские, Мальдивские и Чагос). Мощность коры под хребтом составляет 15–20 км [2].

Возраст базальтов, определенный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ радиометрическим методом, закономерно увеличивается с юга на север от 33 млн лет (скв. 706) до 49 млн лет (скв. 713) и 57 млн лет (скв. 715) [4]. Базальты скв. 707 (67 млн лет), выпадая из этой закономерности, близки по возрасту к траппам Декана (66–68 млн лет) [4]. На о-ве Реюньон вулканизм продолжается и сегодня.

По петрохимической классификации базальты из всех скважин относятся к толеитовой серии. Распределение редких и редкоземельных эле-

ментов (РЗЭ) показывает, что часть из них аналогична нормальным (N-MORB), а часть – обогащенным (E-MORB) разностям базальтов СОХ. Химический состав базальтов верхних и нижних потоков скв. 706С различен. Афировые базальты верхних потоков близки по характеру распределения РЗЭ к траппам Декана и базальтам о-ва Реюньон, хотя отношение La_n/Yb_n у базальтов о-ва Реюньон выше. По уровню концентраций и характеру распределения РЗЭ плагиофировые базальты нижних потоков скв. 706С и оливин-порфировые и афировые базальты скв. 715А близки к E-MORB. Плагиофировые базальты из скв. 707С и скв. 713А аналогичны по составу N-MORB. Различия в составах базальтов из рассматриваемых скважин объясняются, по-видимому, разными глубинами формирования первичных расплавов и различными степенями плавления мантийного субстрата.

Восточно-Индийский хребет протягивается на расстояние около 5000 км, практически параллельно 90° в. д., от южного фланга Бенгальского фена на севере до хребта Брокен на юге. Профиль Восточно-Индийского хребта асимметричен: восточные его склоны круты, западные – пологи. Вдоль подножия восточного склона тянется желоб. Хребет обладает характерной блоковой морфологией. По простиранию хребет делится на многочисленные блоки, разделенные разломами и грабенами. Мощность коры под хребтом оценивается в 12 км [2]. Нами изучены образцы базальтов из четырех скважин, пробуренных вдоль простирания хребта. Сква. 254 и 756 расположены в южной его части, скв. 757 – в центральной, скв. 758 – на севере хребта [6].

Возраст базальтов фундамента хребта, определенный по наиболее древним перекрывающим их осадкам, увеличивается вдоль его простирания с юга на север от позднего эоцена–олигоцена до кампана и соответствует 38 млн лет для скв. 254 и 756; 55–59 млн лет – для скв. 757 и 73–83 млн лет для скв. 758 [6]. Согласно $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировкам, возраст раджмалхальских платобазальтов оценивается в 117 млн лет [3]. Возраст базальтов о-ва Кергелен колеблется от 30 до 1 млн лет [2].

Базальты из рассматриваемых скважин хребта, среди которых преобладают афировые разности, относятся к толентовой серии, обогащенной некогерентными элементами. Они обладают сходным характером распределения РЗЭ, близким к E-MORB. При этом концентрации TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Nb, Y и РЗЭ в базальтах увеличиваются к югу от скв. 758А к скв. 254. Лишь у плагиофировых базальтов верхних потоков скв. 757С концентрации РЗЭ ниже, чем у базальтов скв. 758А.

Все описанные структуры – это крупные протяженные поднятия на океанической коре, фундамент которых сложен огромными массами вулканических пород основного состава. Морфология Маскаренского, Мальдивского и Восточно-Индийского хребтов носит глыбовый характер, а их поперечные профили асимметричны (восточный склон крутой, западный – пологий). Вдоль подножия восточных склонов Восточно-Индийского и Мальдивского хребтов протягиваются желоба. Для всех структур харак-

терна повышенная мощность коры. На континентальном продолжении Восточно-Индийского и Мальдивского хребтов развит трапповый вулканизм, а на внутриокеаническом окончании цепи поднятий находятся молодые вулканические острова. Возраст вулканитов, слагающих поднятия, закономерно уменьшается от континента в океан.

Некоторые из приведенных выше признаков (протяженность, изменение возраста вулканитов вдоль цепи поднятий, увеличенная мощность коры) сходны с таковыми для Гавайско-Императорской вулканической цепи, являющийся эталонным примером структуры, образование которой связано с действием глубинного мантийного плюма. Однако характерная блоковая морфология и имеющиеся различия в составах пород фундамента исследуемых поднятий позволяют говорить о них как о самостоятельно формировавшихся тектономагматических структурах, не связанных с действием долгоживущих мантийных струй, под действием которых, по-видимому, сформированы острова Кергелен и Реюньон, близкая к ним часть Маскаренского хребта (скв. 706) и плато Кергелен. В остальных случаях геохимия базальтов отличается от таковой у вулканитов – производных горячих точек. Это может указывать на иные глубины формирования их первичных расплавов.

Образование рассматриваемых поднятий, по нашему мнению, связано с развитием разломных зон на уже сформированной океанической коре, сопровождавшимся излияниями огромных объемов базальтов, более глубинных, чем базальты СОХ. Тектонические движения продолжались и после завершения магматического этапа. По мере развития разлома происходит последовательное перемещение области активного вулканизма и изменение глубины образования магматических очагов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-65462).

Литература

1. Золотарев Б. П., Артамонов А. В., Ерошев-Шак В. А., Курносов В. Б., Гаранина С. А. Асейсмичные хребты Мирового океана: Сравнительная петролого-геохимическая характеристика Китового (Атлантика) и Восточно-Индийского хребтов // Изв. Секции наук о Земле РАЕН. 1998. № 1. С. 122–151.
2. Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
3. Baksi A. K. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating study of whole-rock samples from the Rajmahal and Bengal traps, eastern India // Terra Cognita: Abstract. 1986. V. 6. P. 161.
4. Fisk M. R., Duncan R. A., Baxter A. N., Greenough J. D., Hargraves R. B., Tatsumi Y., and Shipboard Scientific Party. Reunion hotspot magma chemistry over the past 65 m. y.: results from Leg 115 of the Ocean Drilling Program // Geology. 1989. V. 17. P. 934–937.
5. Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1972. V. 56. P. 203–213.
6. Saunders A. D., Storey M., Gibson I. L., Leat P., Hergt J., Thompson R. N. 1991. Chemical and isotopic constraints on the origin of basalts from Ninetyeast Ridge, Indian Ocean: Results from DSDP Legs 22 and 26 and ODP Leg 121 // Proc. ODP, Sci. Results. 1991. V. 121. P. 559–90.
7. Wilson J. T. A possible origin of the Hawaiian Islands // Canadian J. Phys. 1963. V. 89. P. 863–870.

Основные механизмы формирования складчатых поясов

Складчатые пояса обычно образуются на окраинах океанических бассейнов. Они включают офиолитовые блоки океанической литосферы и сильно сжатые осадки глубоких осадочных бассейнов на континентальной коре [1]. Погружения коры на начальной – доскладчатой стадии эволюции поясов с образованием континентальных склонов пассивных окраин чаще всего объясняют растяжением литосферы вместе с последующим охлаждением коры и мантии [2]. Образование глубоких передовых прогибов связывают с изгибанием упругой литосферы под нагрузкой крупных тектонических покровов, надвинутых на прилегающие области, а также с тягой тяжелых плит океанической литосферы, субдуцированных в мантию [3]. Формирование высоких горных сооружений рассматривается как результат утолщения коры при сжатии, сопровождающемся ее одновременным изостатическим поднятием [4].

В этой тектонической схеме погружения и поднятия коры в складчатых поясах рассматриваются только как следствие дрейфа литосферных плит. Это предполагает их существенное отличие от вертикальных движений континентальной коры во внутриплитных областях, где поднятия и погружения обычно не сопровождаются интенсивным сжатием или растяжением и требуют значительных плотностных изменений в коре и/или мантии [5].

Анализ строения и истории развития складчатых поясов – Альп, Урала, Карпат и др. – показывает, что их формирование в действительности происходило иным образом [5-8]. Как и на современных пассивных океанических окраинах, в складчатых поясах обычно проявлялось лишь умеренное растяжение литосферы. Так, на большей части площади Альп и Урала его интенсивность не превышала 10%. Более того, на рифтовой стадии погружение обычно компенсировалось осадконакоплением и обеспечивало лишь небольшую часть общего погружения коры. Основной вклад в ее погружения в складчатых поясах вносили быстрые нисходящие движения большой амплитуды. За время ~1 млн лет они формировали впадины с глубиной воды ~1-3 км. Судя по отсутствию характерных деформаций, такие погружения не сопровождались значительным растяжением литосферы. Они происходили как до начала сильного сжатия коры, так и после него. В последнем случае погружения имели место в те эпохи, когда в прилегающих областях сильного сжатия не было. В отсутствие сильного растяжения литосферы и надвигания крупных покровов, для обеспечения быстрых погружений коры требовалось уплотнение пород основного состава в нижней коре вслед-

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

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

ствии фазовых переходов. Резкое ускорение реакций было вызвано инфильтрацией в породы водосодержащего флюида из небольших плюмов, поднимавшихся из глубины к подошве литосферного слоя.

Большие градиенты вертикальных смещений коры во время быстрых погружений указывают на то, что погружения сопровождались резким падением прочности литосферы. Размягчение литосферы, как и быстрые погружения коры, было обусловлено инфильтрацией в нее поверхностно активных флюидов из астеносферы с проявлением эффекта Ребиндера. Поэтому в сильное сжатие в складчатых поясах вовлекались лишь те прогибы, где до этого имели место быстрые погружения большой амплитуды. Надвигания крупных покровов не сопровождалось значительными погружениями коры на прилегающих форландах. Это также свидетельствует о том, что сильное сжатие коры в складчатых поясах осуществлялось в областях с резко пониженной прочностью литосферы.

Сжатие коры приводило к сильному увеличению ее мощности, однако оно не сопровождалось образованием высоких горных сооружений. Это было связано с тем, что одновременно со сжатием в нижней коре происходило уплотнение пород основного состава. Быстрое увеличение их плотности за счет фазовых переходов оказывалось возможным в эпохи инфильтрации поверхностно активных флюидов из астеносферы. После этого в течение 10–100 млн лет сжатая область оставалась на небольшой высоте ≤ 0.5 км, или даже заливалась мелководным морем.

Увеличение мощности коры за счет сжатия сопровождалось постепенным прогревом пород вследствие радиогенного тепловыделения и тепловой релаксации. В результате через несколько десятков миллионов лет тяжелые основные породы, нагретившись, оказывались в поле стабильности менее плотных фаций. Из-за низкой скорости реакции, их плотность, однако, практически не изменялась до тех пор, пока в породы не поступал из астеносферы поверхностно активный флюид. После этого происходило быстрое разуплотнение пород с образованием горных сооружений. Высота поднятий значительно увеличивалась, если в ту же эпоху под горным сооружением развивалось астеносферное внедрение.

Таким образом, формирование горно-складчатых поясов обусловлено в первую очередь глубинными процессами. Главным из них является инфильтрация в литосферу поверхностно активных флюидов из астеносферы. Она катализирует фазовые переходы с уплотнением или разуплотнением пород в нижней коре, что сопровождается крупными погружениями и поднятиями на поверхности. Одновременно, поступление флюида резко снижает прочность литосферы. В такие эпохи может проявиться ее сильное сжатие, невозможное в обычных условиях. Сильное утолщение коры на стадии сжатия при сближении литосферных плит, разделяемых складчатым поясом, предопределяет возможность горообразования в последующие эпохи.

Литература

1. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника: Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.
2. Le Pichon X., Sibuet J.C. Passive margins: A model of formation // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 3708–3720.
3. Royden L.H. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries // Tectonics. 1993. V. 12. P. 303–325.
4. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Дж. Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.
5. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
6. Artyushkov E.V., Baer M.A., Mörrer N.-A. The East Carpathians; indications for phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland // Tectonophysics. 1996. V. 262. P. 101–132.
7. Artyushkov E.V., Baer M.A., Chekhovich P.A., Mörrer N.-A. The Southern Urals. Decoupled evolution of thrust belt and its foreland: a consequence of metamorphism and lithospheric weakening // Tectonophysics. 2000. V. 320. № 3/4. P. 271–310.
8. Артюшков Е.В., Безр М.А., Чехович П.А. Геодинамика Урала и Пай-Хоя в раннем палеозое – доказательства быстрых погружений без растяжения коры // Геология и геофизика. 2000 (в печати).

Д.А. Астафьев¹

Генетическое единство и индивидуальные особенности строения осадочных бассейнов неогоя

Несмотря на кажущееся разнообразие в региональном строении осадочных бассейнов неогоя, большинство которых являются нефтегазоносными (даже небольшие по размерам типа Верхнебуреинского) или потенциально нефтегазоносными, геодинамическая природа, эволюция и основные черты строения их имеют явное сходство, и, вместе с тем, закономерные индивидуальные различия. Как известно, начало формирования неогейских осадочных бассейнов связано с заложением рифтовой системы в пределах второй (среднепротерозойской) Пангеи в ранне-среднерифейское время и ее распадом в поздне-рифейское [2]. В ранне-палеозойское, а затем и в позднепалеозойское время зарождение новых осадочных бассейнов и развитие рифейских или их расчленение были связаны с последующим рифтогенезом, формированием надрифтовых депрессий, пассивных и активных палеоо краин сначала на расходящихся, а позднее и на сходящихся палеоконтинентах Земли.

В этой связи, в период со среднекаменноугольного до среднетриасового времени проявлялись процессы коллизии континентов, что приводило к трансформации ранне сформированных осадочных бассейнов, формированию во многих из них горно-складчатых обрамлений, метаморфизму и частичной консолидации осадочных пород. Этот процесс завершился формированием новой Пангеи, включающей в себя обширные

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), Москва, Россия

молодые платформы (Западно-Сибирскую, Скифско-Туранскую, Патагонскую и др.), которые заметно нарастили площадь первичной континентальной коры. В среднетриасовое время вновь активизировались процессы рифтогенеза, что привело к распаду палеозойско-раннемезозойской Пангеи, расчленению старых и зарождению новых осадочных бассейнов как внутри континентов, так и на их пассивных и активных окраинах.

Таким образом, осадочные бассейны неогена, как, вероятно, и архейские, а, возможно, и более ранние, существовавшие до формирования первой Пангеи, являются промежуточными (временными) образованиями в ходе глобального процесса континентогенеза. Все они зарождались и зарождаются как на консолидированной коре древних, а затем и молодых платформ, так и на коре переходного типа пассивных и активных окраин континентов, а также в пределах коллизионных зон в результате погружения участков литосферы под воздействием деструкции и мантийного замещения нижней части литосферы и растяжения консолидированной коры в связи с проявлением мантийного плюмажа и диапиризма, а затем разрушаются в результате трансформации и метаморфизма, вызванного коллизией литосферных плит, омолаживая и наращивая объем и площадь континентальной коры.

Из этого следует, что именно деструкция нижней части литосферы и коры приводит к заложению систем рифтов и разломов, которые расчленяют консолидированную кору на межрифтовые, внутририфтовые и межразломные блоки, также закономерно ориентированные относительно рифтов и разломов, а в процессе денудации, сопровождающей блоковое расчленение, особенно на сводово-вулканическом этапе развития рифтов, формируется закономерная картина палеорельефа к началу седиментации в надрифтовых депрессиях.

Погружение участков консолидированной коры и седиментация происходят в результате рифтогенеза и действия бассейнообразующих разломов различной природы (листрических, сдвиговых, изостатических). Последующее погружение расчлененной на блоки консолидированной коры, вызванное расходом вещества мантийных плюмов и диапиров на интрузии, эффузии и вулканизм, а также их подкоровым растеканием и контракцией в связи с охлаждением, приводит к заложению новых периферийных разломов, прежде всего листрических, по которым происходит погружение отдаленных от рифтов блоков и формирование обширных надрифтовых депрессий. На спрединговой стадии рифтогенеза происходит расчленение осадочных бассейнов, а дальнейшая их эволюция продолжается в геодинамическом режиме пассивных окраин и микроконтинентов, при этом на окраинах возможно заложение новых систем рифтов и разломов, что приводит к формированию следующих этажей осадочного чехла или новых осадочных бассейнов. В этом смысле следует отметить принцип унаследованности осадочных бассейнов неогена, выражающийся в совпадении территориальной приуроченности молодых осадочных бассейнов на более древних их частях, например, на палеоокраи-

нах континентов и микроконтинентов, включая и активные окраины.

В этой связи очень важно, что на каждом этапе формирования гипоцентров прогибания (обрушения пород) системы рифтов, межрифтовых и внутририфтовых блоков, закономерно ориентированные относительно рифтов бассейнообразующие разломы, а также формы палеорельефа к началу седиментации являются доминирующими структурообразующими и структуроконтролирующими факторами, ответственными за формирование макроструктуры осадочного чехла, то есть картины пространственного размещения структур I, II и III порядков, которой подчиняется закономерность размещения всех зон нефтегазоаккумуляции. Именно на этих первичных структурах впоследствии могут формироваться вторичные структуры типа карбонатных платформ, барьерных и одиночных седиментационных карбонатных тел (рифов, биогермов, биостромов), а также терригенных (косы, бары, дельты). На крыльях и периклиналях первичных и вторичных структур формируются зоны нефтегазоаккумуляции неантиклинального типа, включающие стратиграфические, литологические, тектонические экранированные ловушки углеводородов, при известных условиях активно протекают процессы галокинеза и глиняного диапиризма.

Таким образом, мантийный плюмаж и диапиризм, вызывающие рифтогенез (в отдельных случаях проявляется выраженная сводово-вулканическая стадия рифтогенеза), закономерное разломообразование и формирование палеорельефа поверхности земной коры к началу седиментации отражают генетическое единство (единый генетический код) бассейнов любого возраста, любой геодинамической приуроченности, любого формационного выполнения, любой конфигурации в плане и любой глубины, а также любого нефтегазоносного потенциала.

В ходе дальнейшей геодинамической эволюции конвергентные и коллизийные плитотектонические литосферные процессы приводят к трансформации осадочных бассейнов в целом или их краевых частей, а также к изменению макроструктуры осадочного чехла, его метаморфизму и консолидации, а одновременно, или через некоторое время, к зарождению новых осадочных бассейнов. Трансформация осадочных бассейнов вызывает возвратные движения по листрическим, сдвиговым и изостатическим разломам, что способствует увеличению амплитуды структур, формированию новых структур, а в сильно трансформированных краевых частях бассейнов формируются взбросово-надвигово-шарьяжные дислокации, в отдельных случаях вдвиговые структуры и межпластовые срывы крупных аллохтонов [1].

Индивидуальными особенностями осадочных бассейнов неогена, кроме упомянутой территориально-тектонической приуроченности, являются размеры, мощность и конкретные картины макроструктуры осадочного чехла, его стратиграфический объем, формационное и литолого-фациальное выполнение, геодинамическая эволюция, магматизм, геотермический режим, геохимические характеристики, гидрогеологические параметры, распределения, тип и степень катагенеза захороненного органиче-

ского вещества, очагов генерации, зон нефтегазоаккумуляции и т.д.

Общие, генетически обусловленные элементы строения, такие как системы рифтов, межрифтовые и внутририфтовые блоки, бассейнообразующие разломы и формы палеорельефа в первую очередь доступны для картирования геофизическими методами как на стадии региональных, так на стадии и поисковых работ на нефть и газ и другие полезные ископаемые. Выявление этих элементов возможно уже на самых первых этапах изучения бассейнов, что способствует дальнейшему рациональному (оптимальному) проведению региональных и поисково-разведочных работ, а также дифференцированной количественной оценки ресурсов минерального сырья, в частности углеводородного.

Перечисленные индивидуальные особенности строения конкретных осадочных бассейнов устанавливаются в процессе интерпретации фактических геолого-геофизических материалов, полученных в результате проведенных региональных и начальных поисковых работ.

Литература

1. Хаин В.Е., Ломизе. Геотектоника с основами геодинамики: М., Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
2. Клещев К.А., Шеин В.С., Соборнов К.О. Тектоника литосферных плит и проблемы нефтегазоносности надвиговых структур на территории СССР. Геодинамика и нефтегазоносность осадочных бассейнов СССР. М.: ВНИГНИ, 1991, С. 4–52.

Д.А.Астафьев, В.А.Игнатова¹

Важнейшие особенности строения и нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока России

Современными крупными осадочными бассейнами Дальневосточного региона России с доказанной промышленной нефтегазоносностью (НГБ) являются Охотоморский бассейн, западная часть Берингоморского и северная часть Япономорского бассейнов, а также один потенциально нефтегазоносный бассейн (ПНГБ) – Притихоокеанский. Эти осадочные бассейны формировались и формируются в настоящее время в пределах активной окраины Евразии, они разделены между собой или ограничены во внешней периферийной части островными вулканическими дугами, под которыми субдуцируется океаническая литосфера Тихого океана. К настоящему времени, после накопления геолого-геофизических данных по их региональному строению, удалось установить, что все основные гипоцентры прогибания внутри этих бассейнов связаны с рифтами или рифтовыми системами (рис. 1), разбившими субокеаническую консолидированную в мезозое кору (с ранее наложен-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ). Москва, Россия

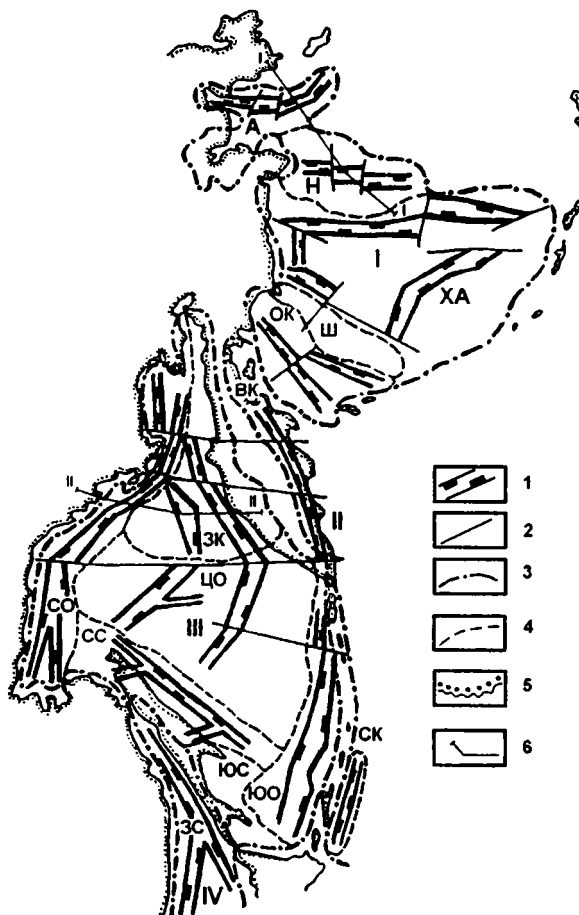


Рис. 1. Схема расположения осадочных бассейнов акваториальной части Дальнего Востока России с основными элементами регионального строения и нефтегазогеологического районирования.

1 – рифты; 2 – разломы; 3 – границы бассейнов: I – беринговоморский НГБ, II – Притихоокеанский ПНГБ, III – Охотоморский НГБ, Япономорский НГБ, 4 – границы суббассейнов: А – Анадырский НГСБ, Н – Наваринский ПНГСБ, ХА – Хатырско-Алеутский НГСБ, Ш – Ширшовский ПНГСБ, ОЛ – Олюторско-Командорский ПНГСБ, ВК – Восточно-Камчатский ПНГСБ, СК – Срединно-Курильский ПНГСБ, ЗК – Западно-Камчатский НГСБ, СО – Северо-Охотский ПНГСБ, ЦО – Центральн-Охотский ПНГСБ, ЮО – Южно-Охотский ПНГСБ, СС – Северо-восточно-Сахалинский НГСБ, ЮС – Южно-Сахалинский НГСБ, ЗС – Западно-Сахалинский НГСБ; 5 – береговая линия; 6 – линии профилей.

ными и метаморфизованными осадочными бассейнами) на множество межрифтовых, внутририфтовых и межразломных блоков различных размеров (рис. 2).

Эти блоки ограничены закономерно ориентированными системами разломов различной природы: листрическими – субпараллельными рифтам, сдвиговыми и трансформными – поперечными рифтам и изостатическими – диагональными, обычно с малыми горизонтальными смещениями или без них. Все перечисленные разломы являются бассейнообразующими, так как именно они ответственны за обрушение коровых блоков. С учетом существовавшего к началу седиментации в этих бассейнах палеорельефа фундамента, указанные элементы (рифты или их системы разломы различной природы) являются доминирующими структурообразующими и структуроконтролирующими факторами. Они определяют картину макроструктуры осадочного чехла этих бас-

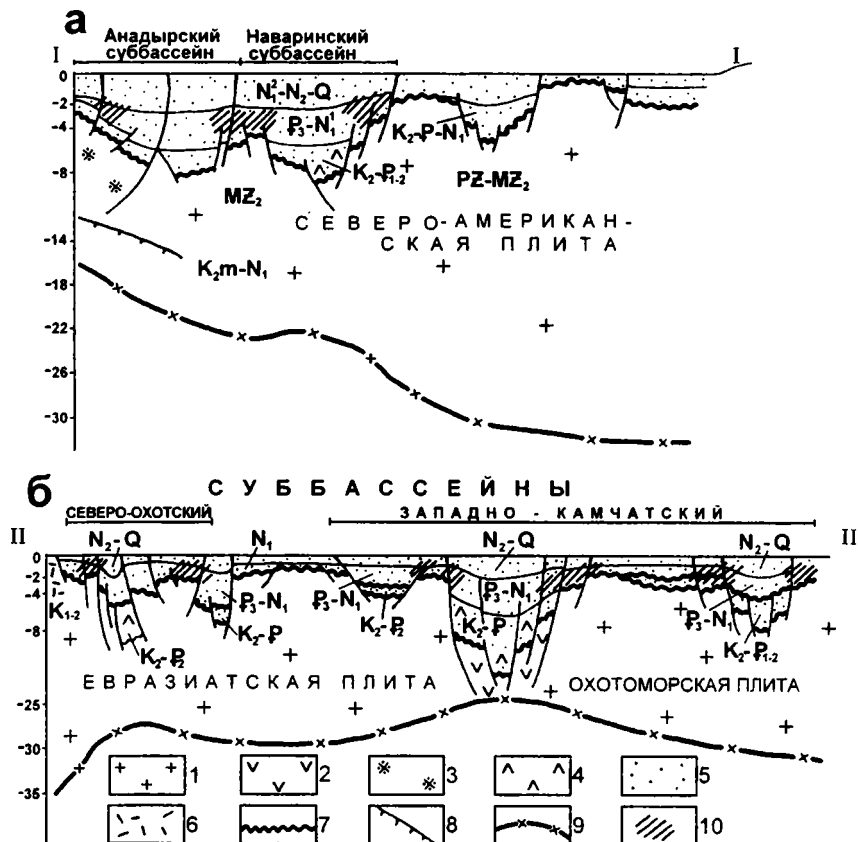


Рис. 2. Региональные профильные разрезы: а) по линии I-I через Берингоморский бассейн и б) по линии II-II через Охотоморский бассейн.

1 – континентальная кора; 2 – новообразованная океаническая кора; 3 – основание Наваринского трейна; 4 – синрифтовый вулканогенно-осадочный комплекс; 5 – осадочный чехол; 6 – вулканы Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса; 7 – поверхности размыта; 8 – древняя зона субдукции (индекс-время активности); 9 – граница Мохоровичича; 10 – перспективные для поисков залежей УВ зоны.

сейнов и закономерности размещения зон нефтегазоаккумуляции при наличии других необходимых для аккумуляции углеводородов условий: пластов-коллекторов и флюидоупоров, очагов генерации углеводорода и т.д.). В этой связи, нефтегазогеологическое районирование этих бассейнов выполнено с учетом расположения рифтов и связанных с ними основных гипоцентров прогибания.

Так, в Охотоморском НГБ выделены с уточненными нефтегазогеологическими границами и прогнозируемыми по указанным факторам контроля новыми зонами нефтегазоаккумуляции следующие нефтегазоносные и потенциально нефтегазоносные суббассейны (НГСБ и ПНГСБ): задуговые - Западно-Камчатский и Южно-Охотский; преддуговые - Северовос-

точно-Сахалинский; междуговые – Южно-Сахалинский, а также Северо-Охотский в пределах восточной ветви Восточно-Азиатского рифтогенного пояса и Центрально-Охотский в пределах Охотоморского террейна.

В Беринговоморском бассейне выделены следующие суббассейны: задуговый на отчлененном островной дугой фрагменте океанической литосферы Хатырско-Алеутский; задуговый, имеющий в основании тыловодужный рифт – Олюторско-Командорский; расположенные в пределах Ширшовского и Наваринского террейнов, разбитых рифтом – Наваринский и Ширшовский; а также рифтовый – Анадырский.

В Российской части Япономорского бассейна расположен задуговый Западно-Сахалинский суббассейн. В Притихоокеанском ПНГБ выделены Восточно-Камчатский и Срединно-Курильский суббассейны.

Установленные в основании всех этих суббассейнов рифты или рифтовые системы разбивают осадочные чехлы на множество межрифтовых и внутририфтовых протяженных и изометричных блоков, осложненных эрозионными формами палеорельефа фундамента. По аналогии с известными зонами нефтегазонакопления в Северо-восточно-Сахалинском, Южно -и Западно-Сахалинскими, Западно-Камчатском в Охотоморском НГБ, а также в Анадырском и Хатырском суббассейнах Беринговоморского НГБ сделан прогноз расположения новых зон нефтегазонакопления, которые будут связаны с межрифтовыми, внутририфтовыми, пририфтовыми приподнятыми или наклоненными блоками, а также с междуговыми блоками, особенно в узлах пересечения разломов различной природы, приразломными флексурами и крупными формами палеорельефа фундамента в пределах выделяемых блоков. Все эти зоны сопряжены с мощными очагами генерации углеводородов в рифтовых впадинах.

Новая геологическая основа рассматриваемого региона с учетом выделенных важнейших элементов его строения и прогнозируемой картины расположения зон нефтегазонакопления позволяет сделать вывод о возможном открытии здесь крупнейших месторождений углеводородного сырья и организации крупных центров нефтегазодобычи, способных обеспечить как внутренние потребности в топливно-энергетическом сырье, так и широкомасштабный экспорт.

А.М. Бабаев¹, Т.П. Белоусов², А.Р. Ищук³

О южной тектонической границе Тянь-Шаня в пределах зоны его сочленения с Памиром

В структурном плане Памиро-Гималайского региона зоне сочленения Памира с Тянь-Шанем соответствует субширотный прогиб, соеди-

¹ Институт геологии (ИГ) АН РТ, Душанбе, Таджикистан

² Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

³ Таджикский ин-т сейсмологии и сейсмостойкого строит-ва (ТИССС) АН РТ, Таджикистан

няющий Афгано-Таджикскую и Таримскую депрессии. В приповерхностных образованиях прогиб представлен узкой полосой сложно дислоцированных мезозой-кайнозойских горных пород. В современном рельефе региона он выражен в виде депрессионного понижения, разделяющего высокогорные хребты Памира и Юго-Западного Тянь-Шаня. Тектоническими границами Зоны сочленения принято считать глубинные разломы: на юге – дугообразный Дарваз-Каракульский и на севере – субширотный Гиссаро-Кокшаальский. Последний традиционно отождествляется с южной границей Тянь-Шаня, соответствуя на земной поверхности контакту палеозоя с мезозой-кайнозоем.

Механизм формирования зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем до сего времени не имеет однозначного объяснения. Тектоническая история этого региона рассматривается, в основном, с позиций двух концепций. Мобилистская концепция, более ранняя, забытая и вновь возродившаяся в виде тектоники литосферных плит, представляет Зону сочленения как арену столкновения Памира и Тянь-Шаня, обусловленного горизонтальными их перемещениями навстречу друг другу. Впервые это предположение было сформулировано более века назад Ф. Рихтгофеном. Согласно фиксистской концепции, рассматриваемый регион развивался на новейшем этапе геологической истории и продолжает развиваться в современную эпоху под преобладающим воздействием вертикальной составляющей тектонических движений. Эта точка зрения была высказана в начале прошлого столетия Е. Хантингтоном.

Нам представляется, что одной из причин отсутствия единства взглядов на механизм формирования зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем является нерешенность вопроса о местоположении южной тектонической границы Тянь-Шаня. Следует отметить, что этой проблемой, начиная с Р. Клеббельсберга, многие годы занимались такие исследователи как Д.В. Наливкин, А.П. Марковский, П.К. Чихачев, И.Е. Губин, Н.М. Синицын, Б.А. Петрушевский, М.М. Кухтиков, С.А. Захаров, О.К. Чедия, Н.Н. Леонов, В.Н. Крестников, а в последующем – Г.Ш. Ачилов, А.М. Бабаев, В.А. Бельский, Т.П. Белоусов, Г.П. Винниченко, В.К. Кучай, Ю.Г. Леонов, С.А. Несмеянов, А.А. Никонов, О.П. Сапов, С.Ф. Скобелев, В.Г. Трифионов, В.И. Шевченко и некоторые другие. В последние годы получены принципиально новые данные о глубинном и поверхностном строении зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем, которые позволяют рассмотреть обозначенную проблему под другим углом зрения. Они заключаются в следующем.

Структурный план верхней мантии. В работе Ю.Ф. Копничева, Т.П. Белоусова, А.Н. Нурмагамбетова и др. [1984] приведены данные о расположении зон поглощения поперечных сейсмических волн в верхней мантии Памира и Тянь-Шаня. Они свидетельствуют о том, что на границе между этими регионами в субширотном направлении располагается зона повышенного поглощения. На западе она простирается вдоль северной границы зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем. В

районе слияния рек Кызылсу и Муксу зона повышенного поглощения переходит на южный борт Зоны сочленения и, не изменяя своего простираия, следует далее вдоль долины р. Муксу по территории Северного Памира. На крайнем востоке в верховьях долины р. Маркансу зона повышенного поглощения поперечных сейсмических волн уходит за пределы Памира, в сторону северного борта Таримской депрессии и далее на восток – вдоль южного борта Тянь-Шаня.

Структурный план поверхности Мохоровичича. На основе сейсмических данных, полученных И.Л. Нерсесовым, нами построена схема рельефа поверхности Мохоровичича зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем и сопредельной территории [Белоусов, 1997]. Мощность земной коры отображена на ней изолиниями, проведенными через 5 км. Наряду с ними, показаны глубинные разломы, выделенные по геолого-геофизическим данным. Не останавливаясь подробно на глубинном строении всей Зоны сочленения, отметим, что в пределах ее центральной части нами выявлен субширотный грабенообразный прогиб, в пределах которого мощность земной коры увеличена в среднем на 5–10 км. Его ширина не превышает 15 км при длине около 150 км. Прогиб начинается в районе Каратегинского новейшего поднятия, протягиваясь на восток вдоль западной части южного борта Гиссаро-Алая. С севера он ограничен Гиссаро-Кокшаальским разломом, с юга – Петровским разрывным нарушением. В районе слияния рек Кызылсу и Муксу грабенообразный прогиб переходит на южный борт Зоны сочленения, уходя далее по долине р. Муксу в сторону Северного Памира.

Структурный план поверхности палеозойских отложений. Используя методику палеотектонических реконструкций [Белоусов, 1988], для зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем нами составлена схема рельефа поверхности палеозойских пород. Ее анализ показал, что вдоль северного борта Зоны сочленения от Каратегинского поднятия до низовьев р. Муксу под мезозой-кайнозойскими отложениями простирается узкий субширотный блок палеозойских пород. В структурном отношении он представляет собой опущенную по разломам крайнюю южную ступень Тянь-Шаня. Для нее характерно асимметричное строение: южная часть ступени приподнята относительно северной. В районе слияния рек Муксу и Кызылсу палеозойский блок переходит на южный борт Зоны сочленения, где приобретает вид асимметричного поднятия, перекрытого мезозоем Заалайского хребта. На крайнем востоке он совпадает с восточной частью этого хребта. Далее палеозойский блок продолжается вдоль северного борта Таримской депрессии в виде опущенной южной ступени Тянь-Шаня.

По особенностям расположения и простираия субширотный блок палеозойских пород находится в резкой дисгармонии с дугообразными структурами Памира. В тоже время он весьма близок к структурным элементам Гиссаро-Алая. По местоположению палеозойский блок совпадает с грабенообразным прогибом на поверхности Мохоровичича и с

зоной повышенного поглощения поперечных сейсмических волн в верхней мантии. Мы предполагаем, что они трассируют на глубине крупнейший разлом, ограничивающий Тянь-Шань с юга, который и соответствует Южно-Тянь-Шаньскому краевому разлому.

Современный морфоструктурный план. В геоморфологических образованиях рассматриваемой территории Южно-Тянь-Шаньский разлом выражен к югу от Гиссаро-Кокшаальского глубинного разлома. Он довольно близко совпадает с Вахшским надвигом И.Е. Губина [1940], располагающимся вдоль левого борта долины р. Сурхоб-Вахш. На глубине Южно-Тянь-Шаньский разлом был обозначен В.Н. Крестниковым [1962] в виде Петровского разлома, проходящего под гребнем северного склона хребта Петра Первого. На севере Памира, в районе южного склона Заалайского хребта Южно-Тянь-Шаньский краевой разлом, по нашему предположению, перекрыт палеозойскими породами, представляя собой сквозное дизъюнктивное образование. В современном рельефе он выражен в виде системы кулисообразных разрывных нарушений, развитых вдоль субширотных долин рек Муксу и Маркансу. Примерно такое же предположение о местоположении южной границы Тянь-Шаня сделали в 1979 г. В.Н. Леглер и И.А. Пржиялговская, считающие, что она располагается значительно южнее Тянь-Шаня, где-то под Северным Памиром.

Закономерности распределения коровой сейсмичности. На фоне высокой сейсмической активности рассматриваемой территории вдоль зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем выделяется полоса повышенной концентрации эпицентров сильных землетрясений. Она простирается в субширотном направлении, совпадая по местоположению с предполагаемым Южно-Тянь-Шаньским краевым разломом. Из землетрясений с $M \geq 5,0$, зафиксированных на рассматриваемой территории за последнее столетие, к этой полосе приурочено около 75% подземных толчков и практически все сильнейшие сейсмические события. Среди них, с запада на восток, следует назвать: Каратагское землетрясение 1907 г. ($M=7,3$), Обигармское – 1940 г. ($M=6,0$), Гармские – 1941 г. ($M=6,4$) и 1950 г. ($M=6,5$), Хаитское – 1949 г. ($M=7,4$), Джиргатальское – 1984 г. ($M=6,7$), Алайское – 1978 г. ($M=6,9$), Маркансуйское – 1974 г. ($M=7,2$) и Улугчатское – 1955 г. ($M=7,1$).

Таким образом, тектонические, сейсмотектонические и сейсмические данные не противоречат нашему предположению о том, что пределах зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем тектоническая граница последнего находится к югу от Гиссаро-Кокшаальского глубинного разлома. Принимая в качестве этой границы Южно-Тянь-Шаньский краевой разлом, мы должны признать, что Памир своим северным выступом перекрывает частично и этот разлом, и некоторую часть Зоны сочленения. Амплитуда горизонтального перекрытия в центре Заалайского хребта предположительно составляет 20–30 км. Примерно такие же оценки горизонтальных перемещений Памира к северу установлены

на основе анализа геологических данных А.А. Никоновым и др. [1983], Ю.Г. Леоновым и А.А. Никоновым [1988].

Гиссаро-Кокшаальский глубинный разлом, принимаемый за южную границу Тянь-Шаня, по мнению большинства исследователей, имеет древний возраст заложения. Однако на основе детального анализа данных по новейшей тектонике рассматриваемой территории мы пришли к выводу, что это дизъюнктивное образование состоит из разновозрастных участков. Более древний, по-видимому, палеозойский, возраст имеют участки разлома субширотного простираения. Между собой они соединены короткими разрывными нарушениями северо-восточного направления, возникшими в неоген-четвертичное время. Как единое целое, Гиссаро-Кокшаальский разлом сформировался на новейшем этапе развития в период надвигания Памира на Тянь-Шань. Этот процесс, вероятнее всего, происходил неравномерно. Наибольшее продвижение Памира на север предполагается в центральной части Зоны сочленения. Именно здесь Гиссаро-Кокшаальский разлом имеет сложные коленообразные очертания в плане. Одной из причин их возникновения может быть неравномерное надвигание Памира на южный край Тянь-Шаня и последовательное продавливание отдельных его блоков.

Изложенное выше является дискуссионным, представляя собой один из возможных вариантов интерпретации новых данных о тектоническом строении зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем.

Л.М. Балакина¹

Субдукция и механизмы очагов землетрясений

Результаты исследования механизмов очагов землетрясений из районов островных дуг Тихого океана не содержат доказательств существования в этих районах субдукции океанической литосферы. Не являются обоснованными используемые в схеме субдукции утверждения о том, что в островных дугах одно из напряжений – сжатия или растяжения – ориентировано вдоль наклона фокальных зон, а очагами крупных землетрясений в островных склонах желобов являются пологие надвиги поверхностного заложения. Дана общая характеристика ориентации напряжений и разрывов в очагах землетрясений в фокальных зонах и присущих им закономерностей. Представлена схема размещения крупных сейсмических очагов с оценкой их типа, размера, глубины заложения, местоположения и типа разделяющих их границ в литосфере островного склона глубоководного Курило-Камчатского желоба. Высказана гипотеза о природе островных дуг, исходящая из установленных закономерностей механизмов очагов и характера проявления сейсмичности в фокальных зонах.

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

О строении Байкальского рифта по данным интерпретации гравитационного поля акватории озера Байкал

Комплексная интерпретация данных морских гравиметрических съемок акватории оз. Байкал, проведенных ГТП «Спецгеофизика», позволила уточнить и дополнить существующие представления о строении Байкальского рифта. Геологическая интерпретация данных морских съемок выполнялась по сводным гравиметрическим картам с редукцией Буге ($\delta = 2,30$ и $2,67 \text{ г/см}^3 \text{ м-ба}$ 1:500 000 (с использованием съемок м-ба 1:200 000) и с составлением девяти геолого-геофизических плотностных разрезов по сейсмическим профилям, секущих вкрест простираения Байкальский рифт.

Принципиальные различия во взглядах исследователей обычно проявлялись при интерпретации гравитационной депрессии оз. Байкал. Более детальная картина гравитационного поля и большой объем данных многоканального сейсмопрофилирования, проведенного в акватории Байкала в начале 90-х годов, позволит, возможно, более однозначно решать вопросы глубинной тектоники и геодинамики Байкальской рифтовой зоны.

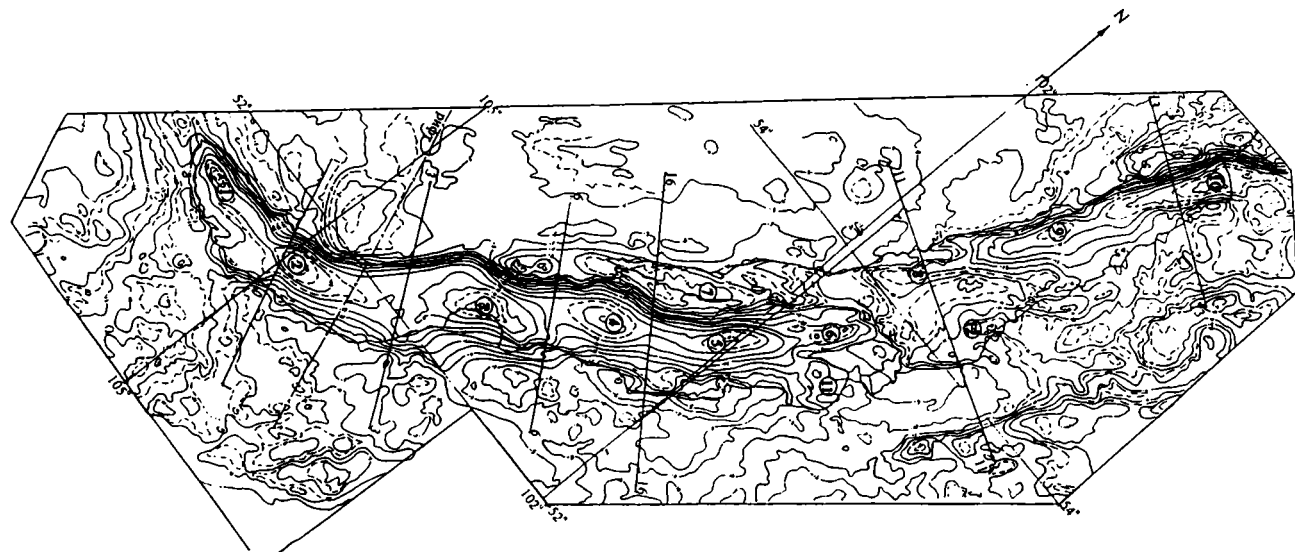
Прежде всего, необходимо отметить, что региональное гравитационное поле Байкальского региона (рисунок) довольно отчетливо отражает новейшие (неотектонические) структурные элементы земной коры, сформировавшиеся в позднем кайнозое в процессе континентального рифтогенеза, но при этом часто приспосабливаясь к древней архитектуре региона. На локальном уровне поле силы тяжести в большинстве случаев отражает вещественный состав субстрата и локальные структуры докайнозойского фундамента Байкальской рифтовой зоны.

В гравитационном поле Байкальского рифта четко отражается блоковое строение рифта и его сегментация. По структуре регионального гравитационного поля вся впадина рифта разделяется на две части косой зоной локальных максимумов поля силы тяжести, протягивающейся от устья Бугульдейки до мыса Кабаний вдоль Ольхоно-Академической перемычки, что соответствует традиционному делению рифтовой впадины по геолого-геоморфологическим данным на два основных грабена – Южный и Северный. Однако по-новому проявляется в гравитационном поле более дробная сегментация рифтогенного желоба второго порядка [1]. Вдоль оси последнего по степени интенсивности локальных отрицательных экстремумов можно выделить шесть сегментов в Южной впадине и четыре сегмента в Северной. Корреляция данных гравиметрии и сейсмического профилирования показало, что каждый из этих минимумов отражает максимально погруженные участки дорифтового фундамента в суббас-

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

² ГТП «Спецгеофизика» Министерства природных ресурсов РФ, Москва, Россия.

³ ВНИИГеофизика, Москва, Россия.



Карта гравитационных аномалий Байкальского рифта (ГТП «Спецгеофизика», 1999 с упрощениями). Изолинии проведены через 10 мГал.

Цифры в кружках – гравитационные минимумы, отражающие суббассейны: 1 – Култукский; 2 – Мишихинский; 3 – Усть-Селенгинский; 4 – Южно-Ольхонский; 5 – Северо-Ольхонский; 6 – Святоносский; 7 – Маломорский; 8 – Солонцовский; 9 – Кедровско-Котельниковский; 10 – Рель-Кичерский; 11 – Усть-Баргузинский; 12 – Сосновский.

сейнах рифтогенной впадины, разделенных межвпадинными перемычками.

Таким образом, в Южно-Байкальской котловине можно выделить шесть суббассейнов (с юга на север): Култукский, Мишихинский, Усть-Селенгинский, Южно- и Северо-Ольхонский, Святоносский; в Северо-Байкальской котловине выделяются четыре суббассейна: Маломорский, Солонцовский, Кедровско-Котельниковский и Рель-Кичерский. Эти структуры полностью или частично совпадают с ранее выделенными элементами Байкальского рифта [2]. Протяженность суббассейнов колеблется от 40 до 80 км. Кроме того, по гравиметрическим данным в восточной прибортовой части Байкальской впадины фиксируются еще два суббассейна, выделяющиеся по локальным минимумам под акваторией Баргузинского залива (Усть-Баргузинский) и севернее Чивыркуйского залива (Сосновский).

Согласно гравиметрическим данным, по-иному интерпретируется главный граничный сброс Байкальского рифта, представленный Приморским разломом. Как единая непрерывная структура выражены высокоамплитудным градиентом поля силы тяжести юго-западная часть Приморского разлома до устья Бугульдейки и Ольхонский разлом. Отрезок Приморского разлома северо-восточнее Бугульдейки выражен градиентом поля силы тяжести с обратным знаком, сочленяющимся у устья Бугульдейки с основным градиентом под некоторым углом. Таким образом, Приморский разлом на всем протяжении от юго-западной оконечности Байкала до мыса Арал не выражен в гравитационном поле как единая структура, а его сухопутная часть причленена на каком-то этапе развития к зоне главного граничного сброса, включающего в себя юго-западную половину Приморского разлома и Ольхонский разлом до Ушканьих островов.

Зона гравитационных максимумов, косо секущая впадину Байкальского рифта, обусловлена горстовыми структурами фундамента (Бугульдейско-Тажеранская ступень, Ольхоно-Академическая перемычка, пологий свод в южной части Северной впадины) с проявлениями рифейского магматизма основного состава, трассирующими в северо-восточном направлении Томпудо-Светличный структурный шов в пределах Баргузинского поднятия. Этот факт позволяет предполагать заложение кайнозойских рифтовых впадин на начальной стадии рифтогенеза вдоль одного из древних офиолитовых швов аккреционного ансамбля Саяно-Байкальской складчатой области в месте его сочленения с краевым швом Сибирского кратона.

В южной части Северной впадины Байкала по гравиметрическим данным впервые выделен субширотный разлом, ограничивающий с юга основной глубоководный желоб Северной впадины. Восточная часть этого разлома контролирует северное замыкание горста Академического хребта и Центральной впадины Байкала.

Совместный анализ сейсмологических данных и плотностных моделей разреза земной коры Байкальского рифта позволил наметить области разуплотнения в коре, обусловленные не только плотностными характеристиками пород, но и тектоническим (сейсмогенным) фактором в зонах современного растяжения литосферы. В первую очередь к таким областям

можно отнести осевую часть Южной впадины Байкала и область, охватывающую осевую часть и юго-восточный борт Центральной впадины, включая Селенгинскую депрессию. Тектонический фактор разуплотнения действует в основном на уровне сейсмофокального слоя (15–20 км), т.е. в нижней части «хрупкой» коры, откуда напряжения растяжения передаются в верхние слои, отражаясь в разрывной тектонике. В отличие от Южной и Центральной впадин, в пределах Северной отмечается очень слабая и рассеянная сейсмичность (за исключением самой северной сухопутной части впадины). Однако и здесь, видимо, сохранилось разуплотнение земной коры за счет недавнего интенсивного растяжения, т.е. в пределах Северного грабена существует остаточное неактивное растяжение, являющееся тем дополнительным тектоническим фактором, который обусловил существование зоны минимальных экстремумов вдоль оси впадины.

Такой анализ для Байкальского рифта проведен впервые. Учет тектонического фактора разуплотнения земной коры на разных уровнях может иметь значение и при изучении погребенных рифтовых структур (авлакогенов) с целью выявления перспектив на нефтегазоносность, однако в этом направлении требуются еще дальнейшие исследования.

Литература

1. Baluev A.S., Kazmin V.G., Astashenkov O.G., Chernov A.A. Gravity field and segmentation of the Baikal Rift // Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts. Project IGCP 400. Third Annual Meeting. Abstract Book. Irkutsk, 1999. P. 10–11.
2. Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А. и др. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. 1995. Т.36, №10. С.154–163.

В.А.Баскина¹

Поперечные сквозные структуры в зонах перехода океан - континент

Выявление и изучение долгоживущих сквозных линеаментов, прослеженных вкрест простирания разновозрастных геологических структур континента и имеющих продолжение в виде трансформных разломов океанического дна, истолкование их генезиса, являются необходимым звеном в восстановлении тектонической истории зон перехода континент-океан и пробным камнем тектонических парадигм.

Некоторые из трансформных разломов Атлантики, в частности, разломы Романш-Чейн, отнесены к протоконтинентальным структурам, возникшим над выступами термальных минимумов верхней мантии, над жесткими гребнями литосферы [1,2]. Этот тип разломов, морфологически очень четко выраженный, не исчерпывает многообразия каркасных

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия.

дислокаций и особенностей их мантийных корней. Автор сообщения считает нужным вновь привлечь внимание к долгоживущим сквозным линеаментам другого типа.

Формируясь над выступами разогретой, разуплотненной мантии, они периодически служат проводниками мантийных магм и флюидов, а на современном срезе контролируют размещение глубинных геохимических аномалий, в том числе, крупных и уникальных минеральных месторождений [3]. На щитах и в фундаменте древних платформ эти сквозные зоны дислокаций проявлены в виде магматогенных борозд и раздвигов, определявших уже в архее поступление к поверхности коматитов, кимберлитов, бимодальных вулканитов, ранних щелочных магм и минерализованных гранитов. В дальнейшем, на разных этапах фанерозойской истории континентов специфика эндогенного режима этих эон унаследованно сохранялась. Линейные скопления разновозрастных крупных месторождений и геохимических аномалий позволяют выделить долгоживущие линеаменты этого типа на континентах, наметить и проследить их предполагаемое продолжение в океанах и/или окраинных морях.

Крупнейшей протоконтинентальной структурой такого типа является меридиональная система дислокаций юга Африки [4] – она пересекает границы докембрийских щитов и разновозрастных, складчатых областей вдоль 27-28 в.д и прослежена между 5 с.ш и 30 ю.ш. как пояс сближенных меридиональных разломов, магматических аномалий, десятков крупнейших рудных узлов и месторождений золота, алмазов, меди, олова, ниобия, лития, германия, платины, асбеста, урана, бария. Месторождения варьируют по возрасту от архейских до позднемезозойских и сопровождаются разновозрастными ультрабазитами, коматитами, кимберлитами, бимодальными и щелочными комплексами. По данным сейсмической томографии [5], пояс совпадает с проекцией на поверхность меридионального гребня разуплотненной низкоскоростной мантии, прослеженного вглубь по меньшей мере на 1500 км.

Несмотря на то, что это зона дислокаций первого порядка, что она проявлена на уровне очагов магмогенерации и отщепления мантийных флюидов с раннего архея до новейшего времени и связана с ареалом мантийных скоростных аномалий, – она нечетко выражена морфологически, относится к числу «скрытых» дислокаций, особенно на ее подводном продолжении. В то же время, именно в Южной Атлантике, где по [1] континентальная кора и верхняя мантия не претерпели полного превращения, более велика вероятность обнаружить подводные участки этого (и других подобных) протоконтинентальных линеаментов. По-видимому, в Атлантике существуют подобные структуры и меньшего масштаба – так, по данным [2], в полосе 18°-20° ю.ш под широтными трансформными разломами существует область низкоскоростной мантии.

На продолжении этой системы трансформных разломов в Африке широтные дислокации контролируют позицию ряда гигантских месторождений: литиевого (Бикита), уникального германиевого (Цумеб), хро-

митов Великой Дайки Зимбабве [4].

В Южной Америке на тех же широтах сквозная структура контролирует крупные олово-полиметаллические месторождения «угла Арика» – Ла-Пас, Оруро, Потоси, ряд свинцово-цинковых и медно-молибденовых – Беренгела, Куахоне, Токепала, а в приатлантической части – редкометалльные пегматиты Минас –Жейрас, карбонатиты Якупиранги.

Среди глобальных сквозных структур, по-видимому, преобладают комбинированные, у которых одни звенья функционируют над выступами холодной и жесткой – другие – над ареалами разогретой и пластичной мантии. Таков линеамент, совпадающий с одной из «критических параллелей» 35° с.ш [6]. В Япономорском регионе он контролирует пояс скопления крупных месторождений [7], играя роль типичной «рудоконцентрирующей структуры». На о-ве Хонсю, в границах 34° 30' – 35° с.ш, расположено не менее девяти крупных месторождений, от палеозойских до миоценовых. В их числе – молибденовые палеогеновые месторождения Даито и Хирасе ; олово-полиметаллические Икуно и Акенобе (Икуно позднемеловое, 72 млн лет, а в Акенобе главная фаза рудоносных гранитов палеогеновая, 58 млн лет), а также Отани и Канеучи-редкометалльные месторождения, где на позднемеловое (93 -89 млн лет), жильное оловянное и скарновое шеелитовое оруденение наложены близкие по типу миоценовые руды (11 млн лет).

Помимо указанных, эту зону трассируют и другие месторождения. Так, из 20 промышленных урановых месторождений острова, 11 вытянуты в широтную цепочку вдоль этого поперечного пояса. Выявляемая таким образом широтная сквозная зона на о-ве Хонсю пересекает границы домеловых структурных зон Майдзуру и Акиоши, равно как границы мел-палеогеновых вулканоплутонических поясов Саньо и Санин, трассируется выходами четвертичных щелочных базальтов и линейной положительной аномалией теплового потока [8]. На ее западном продолжении, в Южной Корее, сосредоточены крупные пирокллитовые месторождения, а в Восточном Китае сближенные широтные нарушения в докембрийском блоке так называемой Пекинской глыбы контролируют трубки мезозойских и палеозойских алмазоносных кимберлитов. Описанный отрезок глобального линеамента, обладающий в Япономорском регионе свойствами рудоконцентрирующей структуры, располагается над колонной высокоскоростной, разуплотненной верхней и нижней мантии [9]. Подводным продолжением сквозного пояса служит главный разлом из сети широтных трансформных разломов к востоку от Японии [10]. Он разделяет две островоджные системы различного простиранья, разграничивая при этом Японский глубоководный желоб и Нанкайский трог. Восточнее желоба на той же широте имеется группа подводных гор и далее –широтная ступень в рельефе дна.

Существование и длительное унаследованное развитие линейных систем дислокаций глобального масштаба, имеющих продолжение в виде трансформных разломов океанического дна, не находит удовлетво-

рительного объяснения с позиций плитной тектоники. Выявление таких структур на континентах, изучение их глубинного строения, геохимической и магматической специфики, прослеживание их подводного продолжения являются актуальными задачами тектоники и металлогении.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 98-0564700.

Литература

1. Пушаровский Ю. М. Тектоника и геодинамика срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике. // Геотектоника. 1998. № 4. С 41-52
2. Bonatti, E. Long lived oceanic transform boundaries formes above mantle thermal minima.// Geology. 1996. V.24. P. 803 - 806.
3. Фаворская М.А. О геохимических индикаторах глубинной тектоники. // Сов. Геология. 1971. № 11. С.3-19
4. Баскина, В.А. Закономерности размещения крупных месторождений в Южной Африке. // Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. С. 140-147.
5. Richards, M.. Prospecting for Jurassic slabs // Nature. 1999 V. 397. P. 203-204.
6. Каттерфельд, Г.. Лик Земли. М.: Географиз, 1962.
7. Baskina, V.A. Transverse zones and transform faults as targets in searching for submarine mineralization. //Recent Advances in Marine Science & Technology'96 Ed. N.Saxena.. Honolulu, USA. 1997. P. 351-359
8. Yoshii T. Cross sections of some geophysical data around the Japanese Islands. // Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region Ed. T. Hilde, S. Uyeda, 343-357. USA: Am.Geophys. Un, 1983
9. Voo Rob van der., Spakman W., Bijwaard H.. Mesozoic subducted slabs under Siberia.// Nature 1999 V. 397. P. 246-249.
10. Carr, M., R.Stabier, and Ch. Drake.. Discontinuities in the deep seismic zone under the Japanese Arcs // Geol. Soc. Am. Bull. 1973 V. 84. P. 2917 - 2930.

В.Г. Беличенко, Л.З. Резницкий, И.Г. Бараш, Н.К. Гелетий¹

Раннепалеозойские тектонические события в истории краевой части Палеоазиатского океана

Возникновение Палеоазиатского океана связывается с распадом суперконтинента Родиния, начавшимся около 1 млрд лет назад [9]. В геологической истории Палеоазиатского океана решающую роль играли раннепалеозойские тектонические события, наиболее ярко проявленные в его краевой части – в зоне сочленения с Сибирским кратоном. Новые данные по изотопии и террейновому анализу позволяют уточнить время, продолжительность и содержание тектонических событий.

К концу рифея в Палеоазиатском океане был сформирован фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента [3, 8], в пределах которого в течение венда–кембрия накапливались карбонатно-терригенные отложения чехла. В окружающем океаническом пространстве в это время формировались обособленные островные дуги.

Мы коснемся лишь тех дуг, которые находятся в рассматриваемом

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

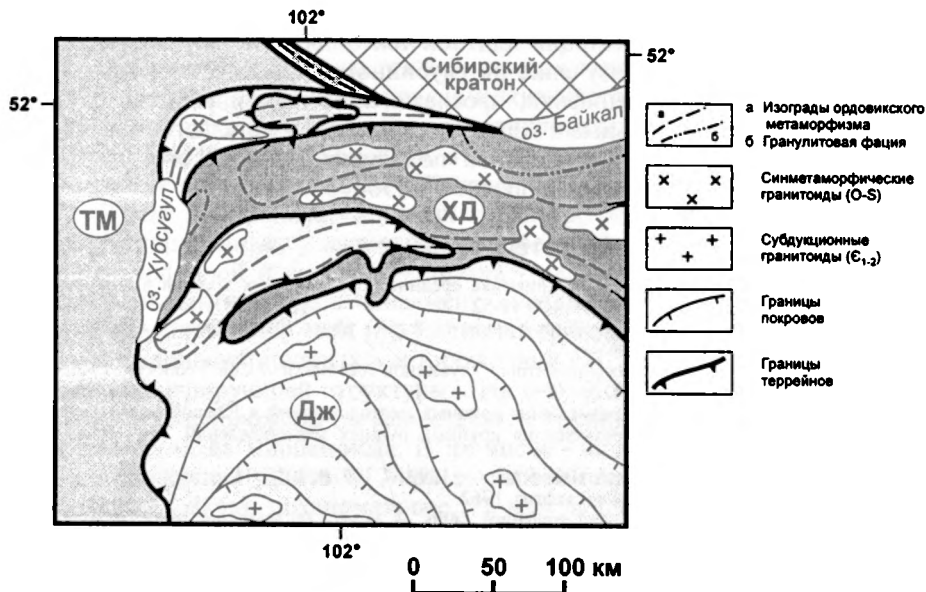


Рис. 1. Схема размещения террейнов, тектонических покровов и зон метаморфизма.

ТМ – Тувино-Монгольский микроконтинет; ХД – Хамар-Дабанский террейн; Дж – Джидинский террейн

фрагменте Палеоазиатского океана, включающем Джидинский, Хамар-Дабанский и Тувино-Монгольский террейны (рис. 1). Островные дуги Джидинского террейна сложены вулканитами, включающими бониниты и базальты высокомагнезиальных и толеитовых серий. Значительную роль играют известково-щелочные вулканиты. Широкое развитие средних и кислых разностей вулканитов и их туфов указывает на то, что островные дуги имели разную степень зрелости. В междугловых пространствах накапливались глубоководные осадки.

Для Слюдянской и Хангарульской островных дуг (рис. 2) первичная природа и особенно возраст протолитов остаются в значительной мере дискуссионными из-за высокой степени их метаморфизма. Имеющиеся данные позволяют относить роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы слюдянской серии к толеитовым базальтам, а биотит-пироксеновые гнейсы, пироксеновые кальцифиты, известковистые кристаллические сланцы – к производным по смешанному протолиту с варьирующей долей пирокластического материала тех же толеитовых базальтов. Породы хангарульской серии – диопсидовые кристаллические сланцы разной степени известковистости – определяются как первично существенно пирокластические отложения, связанные с андезитами островных дуг [10]. Эти островные дуги, отличающиеся по составу, видимо, существовали обособленно, располагаясь ближе к континенту (в задуго-

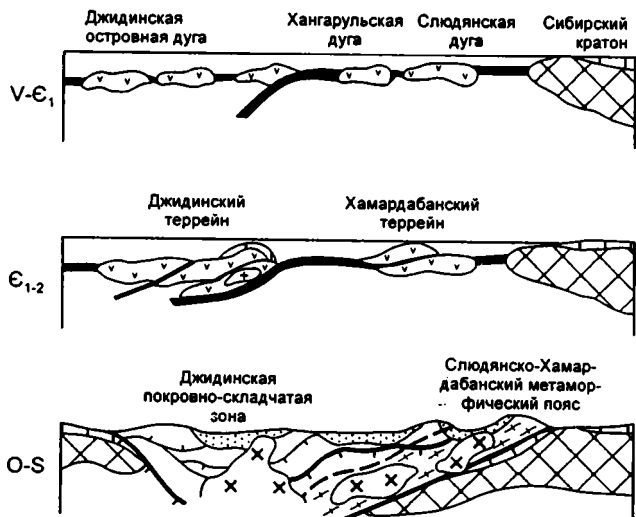


Рис. 2. Схема геодинамического развития Джидинско-Хамар-Дабанского сегмента Палеоазиатского океана

вом бассейне). Рассматривая Слюдянскую и Хангарульскую островные дуги совместно с заведомо венд-кембрийскими, необходимо отметить существенную проблему определения возраста протолита.

В последующий этап, соответствующий концу раннего и среднему кембрию, происходило сокращение океанического пространства за счет роста островных дуг и их столкновения. В результате сформировались два крупных террейна: Джидинский и Хамар-Дабанский. В Джидинском террейне наиболее полно представлены результаты событий этого этапа [1]. Островные дуги после амальгамации образовали сложную покровную структуру, в строении которой участвует множество покровов и пластин разного состава. Границы между ними подчеркиваются телами гипербазитов и зонами меланжа. К этому этапу приурочено проявление субдукционного метаморфизма и формирование гранитоидов тоналит-плагиогранитного ряда с возрастом 540 млн лет [5]. На значительной части островов вулканическая деятельность прекратилась, и они превратились в симаунты – локальные участки, благоприятные для накопления карбонатных и кремнисто-карбонатных осадков с фауной археоциат, трилобитов, брахиопод и водорослей [2]. Слюдянская и Хангарульские дуги в описываемый этап развития Палеоазиатского палеоокеана, видимо, также претерпели процесс амальгамации и образовали Хамар-Дабанский террейн со сложной складчатой структурой.

В верхнем кембрии – ордовике продолжается сокращение океаниче-

ского пространства за счет сближения сформировавшихся террейнов друг с другом, с Тувино-Монгольским микроконтинентом и Сибирским кратоном. Возможно, в это время прекращается спрединг и прежние океанические бассейны превращаются в остаточные бассейны с флиш-идным типом осадконакопления. В пределах Джидинского террейна эти отложения относятся к джидинской свите. Они играли роль перекрывающего комплекса для возникшей ранее покровно-складчатой структуры. Ведущая роль принадлежит терригенным породам – песчаникам, часто граувакковым, сланцам, переслаивающимся с известняками. В них обнаружены остатки граптолитов, мшанок, акритов, подтверждающих ордовикский возраст вмещающих пород. В строении Хамар-Дабанского террейна также принимают участие терригенные и терригенно-карбонатные отложения флиш-идного типа (корниловская, шубутуйская и безымянская свиты) возраст которых все еще остается дискуссионным, хотя в нескольких местах были обнаружены (при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:50 000) органические остатки ордовика.

В конце ордовика произошло одно из наиболее значимых коллизионных событий в геологической истории Палеоазиатского океана, в результате которого террейны разного типа были аккретированы к Сибирскому кратону. Этому предшествовала амальгамация Джидинского и Хамар-Дабанского террейнов, которая произошла после накопления большей части флиш-идных отложений, о чем свидетельствует Зунмунинская покровная структура, являющаяся частью Джидинского террейна, надвинутого на Хамар-Дабанский.

В завершающем коллизионном процессе участвовал уже сформировавшийся Джиди-Хамар-Дабанский супертеррейн со сложной покровно-складчатой структурой, который к этому времени оказался пространственно приближенным как к Тувино-Монгольскому микроконтиненту, так и к Сибирскому кратону. Столкновение их произошло почти одновременно в позднем ордовике и сопровождалось интенсивным зональным метаморфизмом и гранитоидным магматизмом.

Метаморфическая зональность, включающая гранулитовую фацию, конформна границе Хамар-Дабанского террейна с Сибирским кратоном и Тувино-Монгольским микроконтинентом. Изограды метаморфизма секут покровно-складчатые структуры (см. рис. 1) как Хамар-Дабанского, так и северной части Джидинского террейнов [4]. Зоны гранулитовой фации приурочены непосредственно к границам Хамар-Дабанского террейна с Сибирским кратоном (Южное Прибайкалье) и с Тувино-Монгольским микроконтинентом (Северо-Восточное Прихубсугулье). Время метаморфизма, по данным изотопии, укладывается в интервале 481 ± 5 – 474 ± 5 млн лет (U-Pb метод). Заслуживает особого внимания кратковременность этого события [7]. В пределах Хамар-Дабанского террейна широко развиты синметаморфические гранитоиды, пространственно тяготеющие к зоне высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма [11].

В результате ордовикской коллизии возник Слюдянско-Хамар-Дабанский метаморфический пояс, который протягивается на северо-восток вдоль коллизииной зоны между Палеоазиатским океаном и Сибирским кратоном. Судя по тому, что ордовикский метаморфизм совершенно не проявился вдоль зоны коллизии в пределах кратона, а также по геофизическим данным [6], террейны Палеоазиатского океана надвинуты на кратон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 99-05-65634, 99-05-65643, 00-05-7211).

Литература

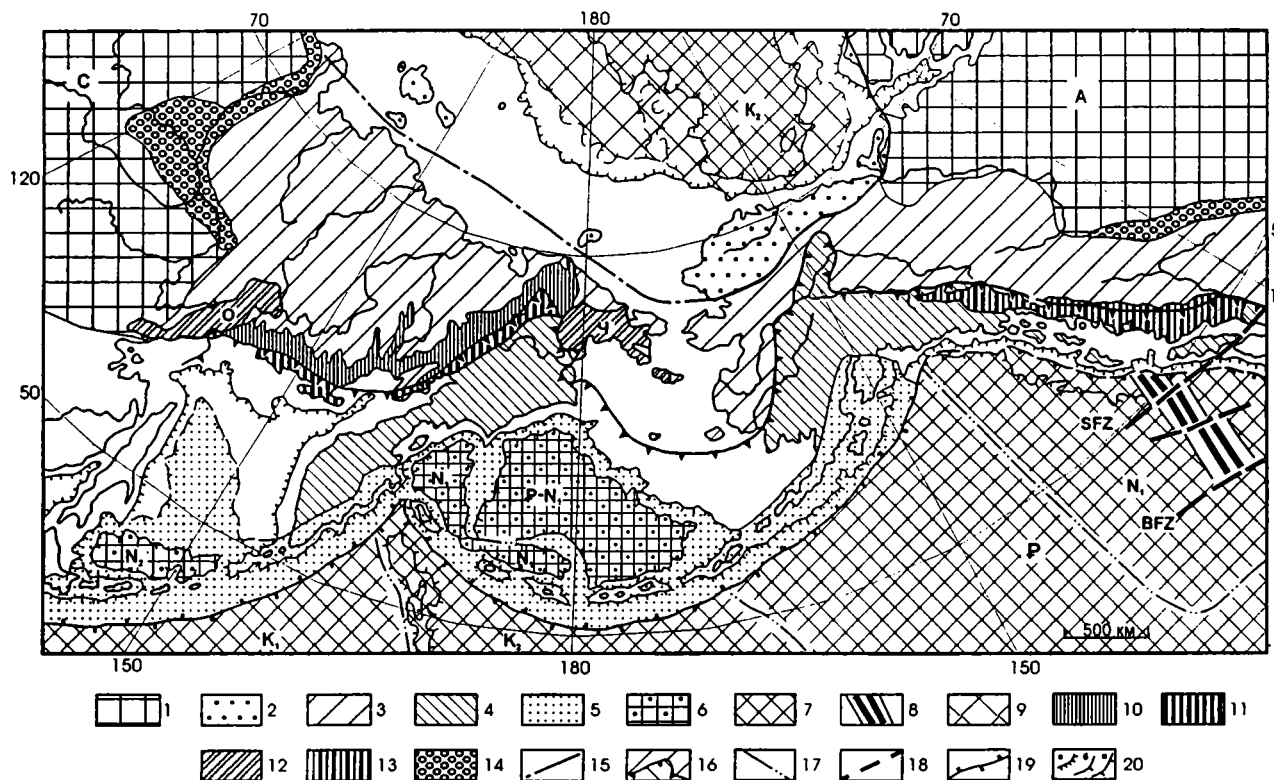
1. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., О. Томуртоого, Д. Томурхуу. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. №4. С. 25–42.
2. Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Летникова Е.Ф. Карбонатные отложения островодужных серий венда–кембрия Джидинской зоны (Восточная Сибирь) // ДАН. 1996. Т.348, №1. С.78–80.
3. Беличенко В.Г., Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Геохимические особенности карбонатных чехлов Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН. 1999. Т.364, №1. С.80–83.
4. Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараш И.Г. Геология и метаморфическая зональность Северо-Восточного Прихубсугулья // ДАН. 1999. Т.367, №4. С. 517–521.
5. Дистанова А.И. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района // Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1975. С. 49–121.
6. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. Т.35, №7/8. С.94–111.
7. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): Результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т.5, №4. С.380–393.
8. Кузьмичев А.Б. Позднеприверийские тектонические события в истории байкалит Тувино-Монгольского массива // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С.267–270 (Материалы XXXIII Тектонич. Совещ.).
9. Rogers I.I.W. A history of continents in the past three billion years // J. Geol.. 1996. V.104. P.91–107.
10. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск, 1981. 196 с.
11. Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 177 с.

В.Ф. Белый¹

Канадско-Колымский сектор Тихоокеанского подвижного пояса (общие закономерности строения и развития)

1. К Канадско-Колымскому сектору Тихоокеанского подвижного пояса относятся Канадские Кордильеры, Южная и Центральная Аляска, Верхояно-Чукотская и Корякско-Камчатская области Северо-Востока Азии, Курило-Камчатская и Алеутская островные дуги, Охотское и Берингово моря. В пределах Северной Пацифики и Восточной Арктики, где расположен Канадско-Колымский сектор, выделяются области

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия



Тектоническое районирование Северной Пацифики и Восточной Арктики и положение окраинно-континентальных тектономагматических поясов в структуре Канадско-Колымского сектора Тихоокеанского подвижного пояса

Платформенные эндогенные режимы (1 – Восточно-Сибирская – С и Северо-Американская – А платформы)

Геосинклинальные и орогенные эпигеосинклинальные эндогенные режимы (2–4) – области завершённой складчатости: 2 – Арктический подвижный пояс, 3,4 – Тихоокеанский подвижный пояс (3 – внешняя, 4 – внутренняя зоны)

Геосинклинальные эндогенные режимы (5,6) – современные геосинклинальные системы и возраст океанической коры (6), образующей фундамент глубоководных впадин: палеогено-миоценовый – Р- N_1 , миоценовый – N_1 , плиоценовый – N_2 .

Эндогенные режимы океанизации (7–9): 7 – второй сейсмический слой океанической земной коры (K_1 – раннемелового, K_2 – поздне мелового, Р – палеогенового, N_1 – миоценового возраста); 8 – рифтовая система Хуан-де-Фука плиоцен-плейстоценового возраста; 9 – кайнозойская океанизация

Окраинно-континентальные тектономагматические пояса (10–13): 10–12 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (10 – внешняя, 11 – внутренняя зоны Тауйско-Чаунской аркоклиппали; 12 – фланговые зоны: Западно-Охотская - О и Восточно-Чукотская – Ч); 13 – Канадский Береговой plutonic пояс

Прочие обозначения (14–20): 14 – поздне мезозойские и кайнозойские отложения краевых прогибов и сопряженных с ними отрицательных структур; 15 – предполагаемая граница Арктического и Тихоокеанского подвижных поясов; 16 – граница внешней и внутренней зон Канадско-Колымского сектора; 17 – условная граница между площадями океанической земной коры разного возраста; 18 – океанские зоны разломов (SFZ – Солано, BFZ – Бланко); 19 – осевая линия глубоководного желоба; 20 – изобаты: а – 200 м, б – 1000 м, в – 3000 м

главных эндогенных режимов: платформенные, геосинклинальные, орогенные эпигеосинклинальные и океанизации (рисунок).

2. Эвгеосинклинальные системы Канадско-Колымского сектора разделены на два типа: «базальтовый» и «андезитовый».

К первому отнесены эвгеосинклинальные системы с начальным толлит-базальтовым и офиолитовым магматизмом, а ко второму – лимитарные системы: андезитовые геосинклинали и сопряженные с ними миоувулканические зоны [1, 2]. Эвгеосинклинальные системы «базальтового» типа обладают линейной и субизометричной формой; их современные аналоги – глубоководные впадины окраинных морей. Развитие «базальтовых» эвгеосинклиналей инициировалось мантийным диапиризмом (ультраабиссальным магматизмом) и сопровождалось интенсивной деструкцией фундамента (обычно коры континентального типа) будущей эвгеосинклинали. В своем развитии они испытывают частные инверсии, и эпигеосинклинальный орогенез отвечает стадии общей инверсии геотектонического режима.

Эвгеосинклинальным системам «андезитового» типа свойственна только линейная форма; их современные аналоги – островные дуги. Для них характерны устойчивые тенденции развития, а процессы инверсии не проявлены. Они связаны с зонами сверхглубоких взрезов литосферы, которые, вероятно, достигали (и достигают) неистощенной мантии, и развивались в обстановке преобладающего сжатия.

3. Районирование Канадско-Колымского сектора проведено по возрасту складчатости и структурно-формационным признакам. Таким образом в его составе выделены:

а) внешняя зона, к которой относятся складчатые области мезозонд (Верхояно-Чукотская и Кордильерская) и срединные массивы; в строении складчатых областей различаются эвгеосинклинальные системы

«базальтового» типа и миогеосинклинальные системы; характерными элементами строения внешней зоны являются также рифтоклинали;

б) внутренняя зона, которую образуют эвгеосинклинальные системы «базальтового» и «андезитового» типа, состоит из складчатых систем доплиоценового возраста (мезозойского, ларамийского, кайнозойского) и современных, ныне развивающихся, геосинклинальных систем – островных дуг и впадин окраинных морей.

В американской ветви развиты геосинклинальные системы только линейного типа, тогда как мезозонды внешней зоны азиатской ветви представляют область концентрически-зонального типа. Элементы концентрически-зонального строения характерны и для внутренней зоны азиатской ветви.

4. Анализ проблемы сутур палеоокеанов, предполагаемых на месте Верхояно-Чукотской области [3], показывает несостоятельность неомобилистских палинспастических реконструкций. Обращено внимание на поперечные тектонические зоны Анадырско-Корякской системы и на их продолжения в структурах мезозонд.

5. Выдержанность общей тектонической зональности (внешняя и внутренняя зоны) есть результат проявления единого глубинного процесса в зоне перехода Пропацифика – дорифейские кратоны. Резкое различие структурного плана азиатской и американской ветвей отражает особенности структурообразования в земной коре и на ее поверхности, которые обусловлены различием режима тангенциальных напряжений, вызываемых ротационным эффектом.

6. Образование окраинно-континентальных тектономагматических поясов было следствием латерального взаимодействия тектонических процессов в крупнообъемных массах тектоносферы океанических и геосинклинальных областей, стимулировавшего усиление контрастности движений по глубинным взрезам литосферы между внешней и внутренней зонами сектора. В азиатской ветви в условиях преобладающих растяжений образовался Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, а в американской – в условиях сжатия – Канадский Береговой плутонический пояс.

7. Подобие современных систем вулканическая дуга – окраинное море ансамблю развивавшихся в течение палеозоя – среднего мезозоя тектонических зон Северо-Востока Азии позволяет утверждать, что возникновение структуры современной активной континентальной окраины Канадско-Колымского сектора по значимости сопоставимо только с раннепалеозойским тектогенезом в его азиатской ветви.

Литература

1. Белый В. Ф. К тектонике северного сектора Тихоокеанского пояса // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 5. С. 3–19.
2. Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
3. Парфенов Л. М. и др. Формирование коллажа орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления / Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.

Окраинно-континентальные тектоно-магматические пояса Тихоокеанского подвижного пояса

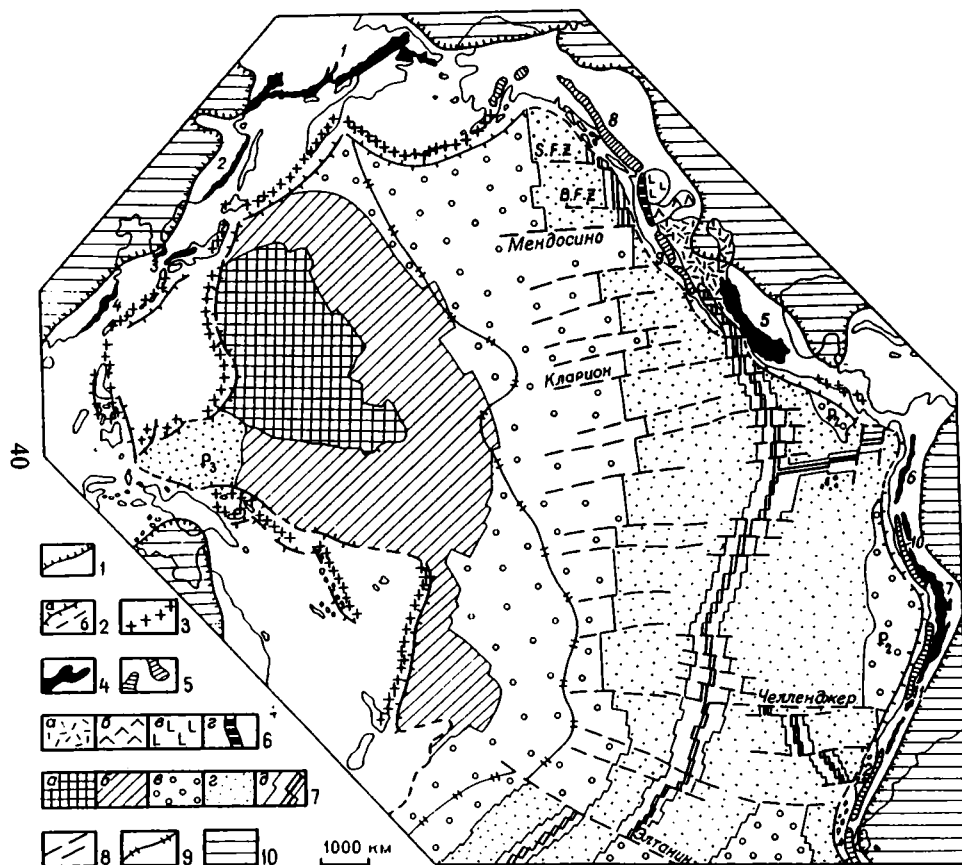
1. Окраинно-континентальные тектоно-магматические пояса (ОКТП) являются характерными структурами Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) и выделяются в Азии, в Северной и Южной Америках (рисунок). Они разделены на вулканогенный и плутонический типы, каждый из которых образован магматическими формациями известково-щелочной серии. Исключительно субаэральные условия развития вулканизма позволяли отнести ОКТП к структурам орогенного класса.

2. ОКТП приурочены к границе внешней и внутренней зон ТПП. При этом вулканогенные пояса смещены на внешнюю зону, а плутонические – приурочены к краевым структурам внутренней зоны ТПП – эвгеосинклиналям «андезитового» типа (эвлиминарам). Вулканогенные ОКТП – отрицательные компенсационные структуры, плутонические – крупные магматогенные поднятия. Это обусловлено глубокими различиями геодинамических обстановок их формирования.

3. Установлено два крупных периода развития ОКТП: среднемиоценовый, апт - туронский (119–88 млн лет) и эоцен-миоценовый (50–10 млн лет). В течение первого периода образовались: а) Охотско-Чукотский и Хонсю-Корейский вулканогенные пояса и Невадско-Калифорнийский плутонический; б) главные объемы, магматические серии ранней стадии развития, Перуанского, Северо- и Южно-Чилийского плутонических поясов; в) существенная часть Канадского плутонического пояса. Во второй период: а) произошло становление крупнейших интрузивных серий Канадского плутонического пояса; б) в эоцене началось развитие Чилийско-Перуанского, Мексиканского и Каскадного вулканогенных поясов (максимальная интенсивность вулканизма приходится на олигоцен и миоцен; активная деятельность продолжается в плейстоцене и голоцене). Самым древним (J_3 - K_1) является Восточно-Китайский вулканогенный пояс, а самым молодым (плиоцен) – Эквадорский. В промежутке между названными периодами образовался Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс. Существует отчетливая асимметрия размещения и развития ОКТП: плутонические пояса распространены только в американской ветви ТПП; позднемезозойские вулканогенные пояса выделяются лишь в азиатской, а кайнозойские – в американской ветви.

4. Большеобъемный известково-щелочной магматизм ОКТП развивался как следствие активизации мантийного магмообразования, продукты которого постоянно присутствуют в гомодромных интрузивных сериях плутонических и в сложных стратиграфических последователь-

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия



Окраинно-континентальные тектономагматические пояса Тихоокеанского подвижного пояса

1, 2 – внешняя (1) и внутренняя (2а – оси глубоководных желобов, 2б – подножие континентального шельфа) границы ТПП; 3 – позднекайнозойские и современные вулканические дуги; 4 – вулканогенные, 5 – plutонические ОКТП; 6 – Орегон-Аризонская вулканическая область (провинции: а – Бассейнов и Хребтов, б – Снейк-ривер, в – Колумбийского плато, г – Каскадный вулканогенный пояс); 7 – возраст ого сейсмического слоя (океанизации) ложа Тихого океана: а – позднеюрский, б – раннемеловой, в – позднемеловой–эоценовый, г – олигоцен–миоценовый, д – плиоценовый–четвертичный; 8 – трансформные разломы; 9 – «Великий Тихоокеанский геораздел»; 10 – архейские кратоны и внетихоокеанские складчатые области

Индексы на схеме: возраст отдельных участков океанической коры (P_1 , P_2); зоны разломов Солано (SFZ) и Бланко (BFZ). Цифровые обозначения ОКТП: 1 – Охотско-Чукотский, 2 – Сихотэ-Алинский, 3 – Хонсю-Корейский, 4 – Восточно-Китайский, 5 – Мексиканский, 6 – Эквадорский, 7 – Чилийско-Перуанский, 8 – Канадский, 9 – Невадско-Калифорнийский, 10 – Перуанский, 11 – Северо-Чилийский, 12 – Южно-Чилийский.

ностях вулканогенных поясов (в Охотско-Чукотском поясе на долю базальтов и андезито-базальтов приходится 35% от общего объема вулканитов). Петрогенезис и эволюция расплавов в вулканогенных ОКТП развивались в промежуточных и периферических магматических очагах, которые формировались преимущественно в структурах континентальной земной коры внешней зоны ТПП. Господство в вулканогенных ОКТП изометричных вулканоструктур (кальдерообразных оседаний и кальдер) и кольцевых интрузивно-эффузивных комплексов позволяет считать, что развитие промежуточных и периферических магматических очагов под вулканогенными поясами происходило в обстановке изотропного (нейтрального) поля тангенциальных напряжений. Особенности строения плутонических поясов указывают на то, что они формировались в обстановке перманентного одностороннего тангенциального сжатия, вследствие чего мантийные основные расплавы задерживались на нижних уровнях коры переходного типа (эвгеосинклинали «андезитового» типа), активно взаимодействовали с ней, формируя большие объемы синтектических магм.

5. Происхождение ОКТП не находит удовлетворительного объяснения ни в геосинклинальной концепции, ни в плитотектонической гипотезе. Пространственно-временные закономерности образования ОКТП коррелируются с формированием второго сейсмического слоя (с развитием эндогенных режимов океанизации) ложа Тихого океана. Океанизация сопровождалась крупнообъемными компенсационными опусканиями и частной контракцией тектоносферы океана, что влекло за собой резкое усиление контрастности вертикальных тектонических движений на границе внешней и внутренней зон ТПП. Глубинные взрывы литосферы стимулировали мантийное магнезиальное образование, за которым следовали большеобъемные проявления известково-щелочного магматизма и формирование ОКТП. Таким образом, устанавливаются латеральные причинно-следственные связи между различными разномасштабными эндогенными режимами тектоносферы.

6. Асимметрия размещения ОКТП, как и общая структурная асимметрия ТПП, может быть следствием ротационного эффекта в геосферах Земли.

Литература

Белый В. Ф. Крайне-континентальные тектоно-магматические пояса Тихоокеанского сегмента Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 58 с.

Магматизм и геодинамика позднепротерозойского Тимано-Уральского подвижного пояса

Изучение вещественного состава и структуры фундамента, анализ потенциальных полей и глубинного строения позволяет выделить основные признаки, определяющие геодинамический режим Тимано-Уральского региона в докембрии:

1. Угловое несогласие в основании фанерозойского осадочного чехла, складчатые деформации и метаморфизм докембрийских пород.

2. Широко представлен интрузивный магматизм от амфиболовых габбро, по особенностям химизма близким габбро-норитам зоны Войкар-Сынинского гипербазитового массива, до щелочного гранит-сиенитового.

3. Наличие в вулканогенном разрезе непрерывно дифференцированных известково-щелочных серий, характерных для островных дуг и вулканогенных (граувакковых) моласс.

На глубинных разрезах по геотраверсам восточнее Восточно-Хорейверского разлома под «зеленосланцевым» комплексом фундамента на глубине 20 км выделяется «базальтовый» слой.

И, наконец, выявленные М.А. Шишкиным и В.А. Душиным реликты допалеозойской океанической коры на увале Качамыльк и хребте Енгаэпэ [1].

На протяжении всего рифея и венда восточная окраина Восточно-Европейского кратона, включающая Тиман, Ижма-Печорский блок, Большеземельский мегаблок, Северный и Приполярный Урал, раскалывалась и дробилась, являлась ареной активного взаимодействия, сопровождающегося прогибанием и седиментогенезом, рифтогенезом и орогенцией (рис. 1). В раннем рифее осадконакопление шельфового типа установлено только в приокеанической области (маньхобеинская и щокуринская свиты). Среднерифейский этап ознаменовался заложением рифтов по краю континента и материковой окраины. На Тимане в это время накапливались песчано-глинистые отложения четласской серии, на Приполярном Урале – терригенная (аспидная) формация пуйвинской свиты, включающая незначительные по масштабу проявления базальтового магматизма.

На рубеже среднего-позднего рифея в эпоху сжатия, связанную с орогенезом Дальсландского блока Балтийского щита, происходила активизация приокеанических блоков и внедрение гранитных интрузий. Внедрение гранитов Маньхамбо, синхронных гренвилльской (дальсландской) активизации, возможно, обусловило мозаичное строение земной коры в области материковой окраины карельской платформы. На этапе деструкции произошло расширение (раздвижение) Припечорского и Илыч-Чикшинского рифтов вплоть до появления океанической коры,

¹ ТП НИЦ, Ухта, Россия

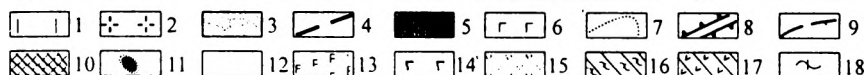
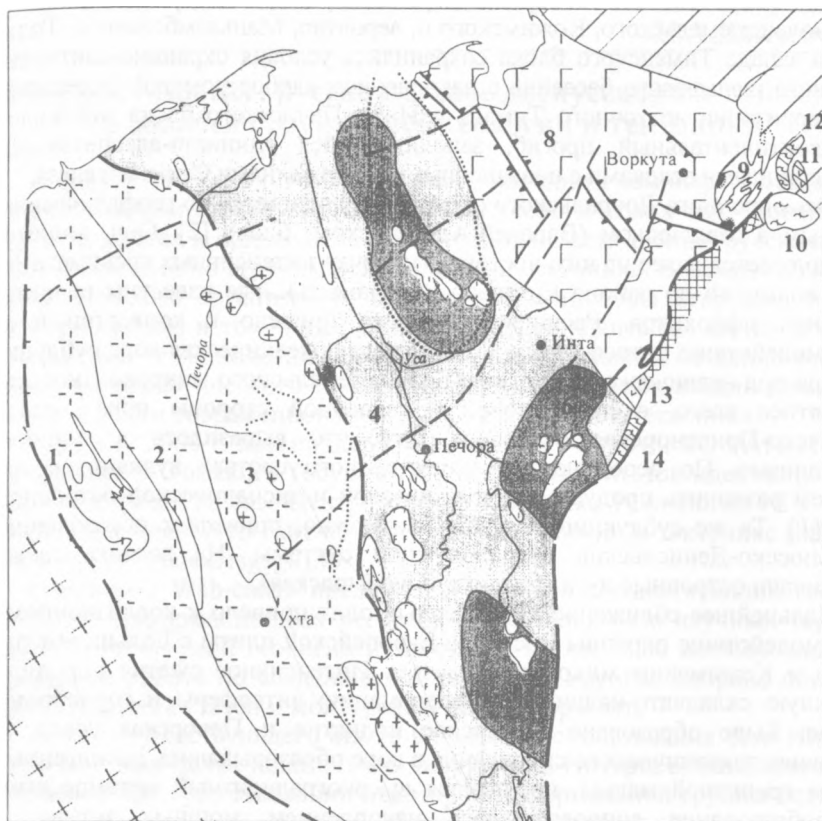


Рис. 1. Палеогеодинамическая схема фундамента Тимано-Печорской плиты.

Области с континентальной корой: 1 - Восточно-Европейский континент; 2 - пассивная окраина континента. Области с переходным типом коры: 3 - островодужная система; 5 - микроконтиненты; 6 - область с океанической корой; 7 - границы наложенных впадин; 8 - зона спрединга; 9 - трансформные разломы; 10 - Войкар-сыннинский гипербазитовый массив (P2); 11 - протерозойские офиолиты; 12 - граниты; 13 - габбро-пироксенит-дунитовая формация; 14 - габбро-гранитная формация; 15 - габбро-диорит-плагиигранитная формация; 16 - эклогиты, амфиболиты, гнейсы (неркаюский комплекс); 17 - эклогиты, габброгранулиты (хордююский комплекс); 18 - гранито-гнейсы, амфиболиты; 4 - региональные разломы.

1 - Западно-Тиманское окраинно-шельфовое поднятие; 2 - Восточно-Тиманский предконтинентальный прогиб; 3 - Ижемско-Канинский окраинный бассейн; 4 - Илычско-Припечорская островодужная система; 5 - Большеземельский микроконтинент; 6 - Кожимский микроконтинент; 7 - Маньхамбовский микроконтинент; 8 - Варандей-Харотская зона; 9 - Енганэпэйско-Оченырская островная дуга; 10 - Харбейский микроконтинент; 11 - марункеуский комплекс; 12 - малыкский комплекс; 13 - хордююский комплекс; 14 - неркаюский комплекс.

раскалывания области мозаичной коры с обособлением микроконтинентов Большеземельского, Кожимского и, вероятно, Маньхамбовского. Только на западе Тиманского блока сохранились условия окраинно-континентального шельфового бассейна с накоплением карбостромовой формации. На территории восточного Тимана и Ижма-Печорского блока заложился предконтинентальный прогиб, заполняющийся глинисто-алевритовыми флишоидными осадками с повышенными содержаниями С орг. и железа.

Ось спрединга Доуральского океана предполагается по геофизическим данным в Малююском (Варадей-Адзвинском) блоке [2]. Она, видимо, продолжается далее на юго-восток по цепочке интенсивных гравимагнитных аномалий до района Енганэпэ и Качамыльк, где известны реликты древних офиолитов. Расширение океана привело к конвергентному взаимодействию литосферных плит. Тяжелая океаническая кора субдуцировала под сиалическое основание Большеземельского микроконтинента, вероятнее всего, с двух сторон. С западной стороны образовалась Ильчско-Припечорская островная дуга, что выразилось в мощном вулканизме. По особенностям вещественного состава вулканитов мы можем различить продукты энсиматической и энсиалической островной дуги [1]. Та же субдукционная зона, возможно, привела к образованию Тельпосско-Денисовской островодужной системы. На востоке также возникали островные дуги (Енганэпэ-Оченьрдская).

Дальнейшее сближение литосферных плит привело к коллизионному взаимодействию окраины Восточно-Европейской плиты с Большеземельским и Кожимским микроконтинентом. Интенсивное сжатие породило сложную складчато-надвиговую деформацию литосферы и горообразование. Было образовано Тиманское поднятие и Печорская гряда. В условиях тектонического скупивания в коре образовывались палингенные очаги гранитной магмы, проявлялся высокоградиентный метаморфизм. Горообразование сопровождалось накоплением мощных моласс в передовых и межгорных прогибах в Ижма-Печорской впадине, в Хорейверском блоке и на севере Урала.

Новообразованная Тимано-Печорская плита вступила в этап платформенного развития, что фиксируется посторогенным субщелочным гранит-сиенитовым магматизмом.

Литература

1. Довжикова Е.Г., Ремизов Д.Н., Пинс В.Л. Геодинамическая позиция магматических пород фундамента Тимано-Печорской плиты в свете новых данных // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Тез. докл. Сыктывкар, 2000, т. IV. С.49-52.
2. Костюченко С.Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения. Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы // Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов. Тез. докл. Москва, 1994. С.121-133.
3. Шишкин М.А., Лапшин Н.В. Докембрийские гипербазиты Полярного Урала. // Геология и минералогия докембрия северо-востока Европейской платформы и Северного Урала. Тез. докл. Сыктывкар, 1996. С.61.

Интернет-проект: русскоязычное дискуссионное общество в области структурной геологии и тектоники

В апреле 1999 г. в г.Томске на международном семинаре, посвященном проблемам структурного анализа в геологических исследованиях, была высказана и поддержана идея создания в сети Internet русскоязычного Web-сайта по структурной геологии и тектонике. В рамках проекта предполагалось организовать интернет-страницы для открытых научных дискуссий, в том числе – по проблемам адаптации англо- и русскоязычной терминологии. Кроме того, планировалось создание толкового терминологического словаря и системы открытых лекций по методам и основам современной структурной геологии и тектоники.

В начале 2000 г. при поддержке Института геологии СО РАН, Новосибирского и Томского государственных университетов идея получила свое развитие, и на базе Центра Информационных Технологий НГУ был открыт научный Web-сайт по структурной геологии и тектонике (<http://www.nsu.ru/science/rsgsgt/>).☺

Открытию Web-сайта предшествовал анализ существующих геологических информационных ресурсов [1], создана база научных терминов по структурной геологии и тектонике (более 4000 наименований), проведена работа по созданию инициативной группы, собрана обширная библиотека статей и монографий по теме проекта.

Анализ существующего опыта в области использования сети Интернет в научных целях показал, что дискуссии в Интернете наиболее продуктивны при существовании некоторой неформальной группы специалистов, которых объединяют общие профессиональные интересы. В связи с этим весной 1999 г. были заложены основы для создания неформального виртуального геологического общества, получившего название “Русскоязычная исследовательская группа по структурной геологии и тектонике” (“Russian-speaking Studies Group of Structural Geology & Tectonics” (RSG SG&T)).

Общество является открытой, неформальной и некоммерческой организацией. Деятельность RSG SG&T включает в себя решение информационных, научных и общеобразовательных задач, достигаемое средствами Internet и открытой печати.

I. Информационные задачи.

1. Организация интернет-дискуссий по методам и общим проблемам структурной геологии и тектоники, в том числе, – по проблеме адаптации англоязычной и русскоязычной тектонической терминологии.

¹ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

2. Создание базы справочной и библиотечно-издательской информации – ссылок на различные англоязычные сервера по сходной тематике, на существующее программное обеспечение, анонсы монографий и периодических изданий, посвященных проблемам структурного анализа, тектоники и смежных дисциплин.

II. Научные задачи.

1. Предоставление web-страниц специалистам для открытых публикаций в сети Интернет статей и материалов по структурной геологии и тектонике.

2. Создание электронного толкового терминологического словаря. Предположительно словарь будет включать более 4000 словарных статей и тем, составляющихся как на базе уже существующих толковых словарей, так и с учетом новейших опубликованных материалов. Развитие системы интернет-дискуссий позволит оперативно вносить коррективы и дополнения в толкование того или иного научного термина.

III. Общеобразовательные задачи.

1. Публикация открытых лекций по структурной геологии и тектонике, ориентированных в первую очередь на студентов геологических факультетов ВУЗов; предоставление информации о существующих курсах в российских и зарубежных университетах.

2. Освещение классических и представление новейших методов исследований в области структурной геологии и тектоники.

3. Создание виртуальных экскурсий по различным геологическим объектам и районам с использованием карт, фотографий, описаний геологического строения района или объекта и пр.

4. Составление атласа тектонических структур в качестве дополнения к толковому словарю и на его базе. Атлас будет включать рисунки и фотографии к публикуемым словарным статьям, необходимые для наиболее полного освещения того или иного термина.

В настоящее время с результатами работы по представленному проекту можно ознакомиться по Web-адресу
<http://www/nsu.ru/science/rsgsgt/>.

Литература

1. Владимиров В.Г., Бердникова Е.А. Русскоязычные интернет-ресурсы в области геологии: Обоснование необходимости, современное состояние и развитие (на примере Web-ресурсов по структурной геологии и тектонике // Всероссийская научная конференция «Научный сервис в сети Интернет». Новороссийск, 2000.

Разломная тектоника Вилюйской синеклизы в связи с нефтегазоносностью

По комплексу геофизических данных устанавливается характер и строится схема разломно-блоковой тектоники в подсолевых доверхнепалеозойских отложениях на Атыяхском участке Кемпендйской впадины в западном сегменте Вилюйской среднепалеозойской рифтовой системы. Особенности тектоники являются разломы субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний, а также амплитудная контрастность их вертикальных межблоковых перемещений, достигающая 3-х и более километров. Разломы двух последних направлений образуют сопряженную ортогональную систему нарушений, в которой разломы северо – восточного направления являются более молодыми (рис. 1). Наложение и взаимодействие разломов обусловило образование и обособление в центральной части площади блоков фундамента-горстов, приведших к образованию антиклинального Атыяхского поднятия в подсолевых отложениях осадочного чехла, перспективы нефтегазоносности которых подтверждены бурением скважины 451 (рис. 2а).

Невыясненным остается характер глубинной разломной тектоники в пределах большей части Вилюйской нефтегазоносной области (НГО), во внутренних частях которой на территории Хапчагайского мегавала глубоким бурением вскрыты только мезозойские и верхнепермские отложения, и отмечено существование малоамплитудной (10-40 м) пликативно - дизъюнктивной тектоники, не проявляющейся в геофизических полях, но контролирующей в ряде случаев газоконденсатные залежи.

В результате обработки гравитационного поля на всю территорию Вилюйской синеклизы путем применения пространственной фильтрации по направлениям получено остаточное поле линеаментов, подчиняющегося упорядоченному поведению в двух диагонально - сопряженных направлениях: северо-восточном и северо -западном, имеющих азимуты простирания $45-55^{\circ}$ и $305-315^{\circ}$. Идентичность выделенных линеаментов на территории Вилюйской НГО и на Атыяхском участке Кемпендйской впадины, где они однозначно увязываются с блоково-разломной тектоникой, позволяет предположить повсеместное существование системы разломов северо- восточного и северо-западного направлений и связанных с ними блоковых структур под верхнепалеозойским чехлом на всей территории Вилюйской НГО и Предверхоаянского прогиба, где они не изучены бурением и сейсморазведкой МОВ из-за больших глубин залегания (рис. 1). Некоторые из этих структур ввиду амплитудной контрастности межблоковых перемещений могут оказывать

¹ Якутский Госуниверситет (ЯГУ), Саха(Я), Россия

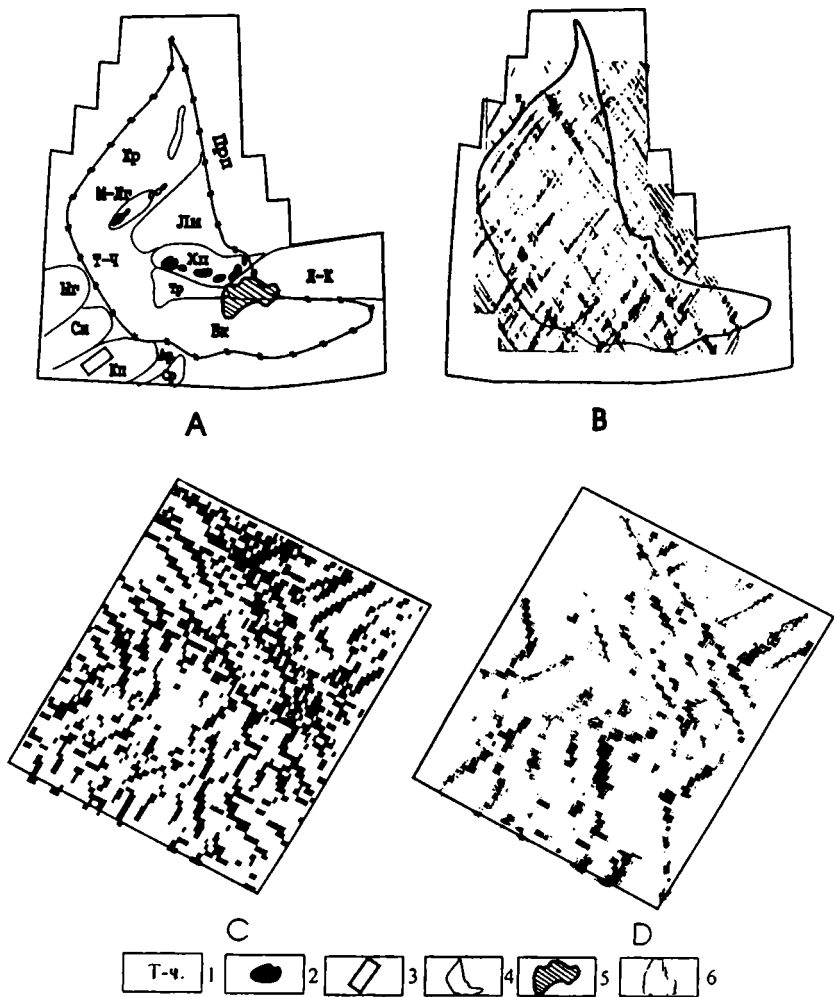


Рис. 1. Сопоставление линеаментов полей, выделенных на территории Вилуйской синеклизы и на Атыяхской площади.

А - структурно-тектоническая схема территории Вилуйской синеклизы; В - линеаменты гравитационного поля, выделенные путем пространственной фильтрации в пределах всей Базы данных; С, D - соответственно, линеаменты магнитного и гравитационного полей, выделенные на Атыяхской площади; 1 - структуры 1-го порядка Вилуйской синеклизы: Хп - Хапчагайский меговал, Лн - Линденская впадина, Тн - Тангнарынский прогиб, Хр - Хоргоучумская моноклираль, М-Лг - Малыкай-Логлорский вал, Т-Ч - Тюкян-Чебыдинская моноклираль, Бк - Бескюельская моноклираль, Ыг - Ыгыаттинская впадина, Сн - Сунтарский свод; Км - Кемпендяйская впадина; Ар - Арбайско-Синский вал, Ср - Сарсанская впадина, Л-К - Лунгха - Келинская впадина, Прп - Приверхоянский прогиб; 2 - месторождения; 3 - контур Атыяхского участка; 4 - контур Вилуйской НГО; 5 - контур Хатынг-Юрахской гравитационной аномалии; 6 - контур Базы данных

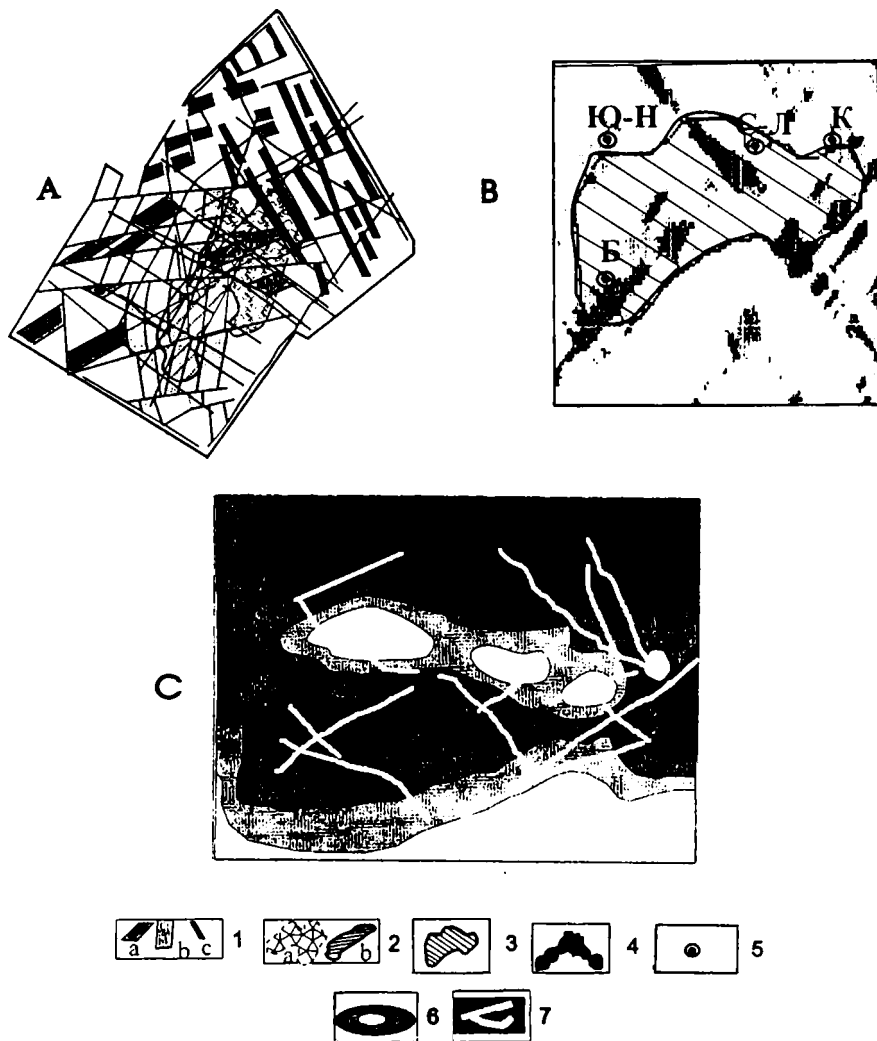


Рис. 2. Схемы разломной тектоники (растровое представление)

А - на Атыяхской площади (доверхнепалеозойские отложения); В - на Хатынг-Юряхской площади (доверхнепалеозойские отложения); С - на территории Хапчагайского мегавала и сопредельной площади (триасовые отложения). 1 - разломы: а - северо-восточного, б - северо-западного, с - субмеридионального направлений; 2 - контуры Атыяхской структуры: а - по данным комплексной интерпретации, б - по данным сейсморазведки МОГТ; 3 - контур Хатынг-Юряхской гравитационной аномалии; 4 - линеаменты гравитационного поля; 5 - глубокие скважины, пробуренные на одноименных структурах: Ю-Н - Южно-Неджелинская, Б - Байская, С-Л - Среднелунгинская, К - Кобякская; 6 - структуры Хапчагайского мегавала; 7 - малоамплитудная тектоника.

ся доступными для глубокого бурения во внутренних районах НГО, что существенно увеличивает перспективы нефтегазоносности второго структурного этажа территории.

В частности, прямые доказательства разломно-блокового строения низов осадочного чехла Алданской ветви Приверхоянского прогиба известны давно и описаны по материалам бурения Нижне-Алданской (1964 г.), Ивановской (1983 г.) и Хочомской (1985 г.) скважин.

Рассматриваются и аргументируются перспективы постановки нефтегазопроисловых работ на территории Хатынг-Юрхского максимума силы тяжести, где предполагается выступ кристаллического фундамента и непосредственно под юрскими могут быть вскрыты нижнепалеозойские отложения, а примыкающая к апиальной части выступа восточная и северо-восточная часть территории может оказаться перспективной для поиска неантиклинальных ловушек типа стратиграфического выклинивания в триасовых отложениях (рис. 2а,б).

Для центральной части Вилуйской НГО на территории Хапчагайского мегавала, где пробурено свыше 100 глубоких скважин, на основе применения специального методического подхода обработки структурных карт по данным бурения, установлена схема малоамплитудной плективно-дизъюнктивной тектоники в мезозойских отложениях, характер которой позволяет сделать предположение о унаследованности ею разломно-блоковой тектоники 2-го структурного этажа (рис. 2с).

На основании корреляционного анализа структурных карт по отражающему сейсмическому горизонту ТП (переходные слои в отложениях перми и триаса) и региональной компоненты магнитного поля по поведению двумерных функций автокорреляции выявлен характер и соотношение региональных структурных планов залегания соответственно верхнепалеозойско-мезозойского и рифей-среднепалеозойского породно-осадочных бассейнов. Установлено, что направление простираения первого - северо-западное и унаследует направление Верхоянской складчатости, а второго - северо-восточное и несет черты Байкало-Патомской складчатости. Пространственное положение направлений простираения структурных планов осадочных бассейнов аналогично пространственному положению разломов северо-западного и северо-восточного направлений в сопряженной ортогональной системе нарушений в доверхнепалеозойских отложениях, что позволяет говорить о важной роли этой системы в геологическом строении и нефтегазоносности Вилуйской синеклизы, а возможно, и Восточной части Сибирской платформы.

Геотектонические условия формирования крупных месторождений урана в Центральной Евразии

В Центральной Евразии сосредоточено более 30% разведанных мировых запасов урана, пригодных для переработки методами подземного выщелачивания. Они приурочены к зонам пластового окисления среди мел-палеогеновых отложений в постпалеозойских осадочных бассейнах. Значительная часть урановых месторождений локализована в восточной части Туранской плиты, образуя три крупные урановорудные провинции: Чу-Сарысуйскую, Сырдарьинскую и Центрально-Кызылкумскую.

В геотектоническом плане они размещены в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса, представляющего собой зону сочленения Евразийской и Индостанской плит, образовавшегося в неоген-четвертичное время главным образом под действием движений Индостанской плиты. В результате этих движений большая часть пояса была разбита разломами на ряд ступенчатых блоков. Опущенные блоки заключают в себе фрагменты мел-палеогеновых осадочных бассейнов, а приподнятые – соответствуют раннеорогенным поднятиям.

В формировании инфильтрационных ураноносных зон пластового окисления в этом регионе выделяются два основных этапа: позднеолигоценно-миоценовый и плиоцен-четвертичный.

С первым из них связано образование региональных фронтов пластового окисления, прослеживаемых на сотни километров. Наиболее крупный из них сформирован в верхнемеловых песчано-гравийных горизонтах и трассируется в субмеридиональном направлении от южного склона Казахстанского щита через Чу-Сарысуйскую и Сырдарьинскую впадины до Центральных Кызылкумов. Этот фронт рассекается хребтом Б.Каратау, что позволяет однозначно говорить об образовании фронта на ранних стадиях орогенеза.

Второй этап, отвечающий плиоцен-четвертичному орогенезу, наиболее широко проявился в пределах Центрально-Кызылкумской группы поднятий, где с ним связано образование локальных зон пластового окисления на верхних ступенях депрессий субпараллельно выступам палеозойского фундамента. В формировании связанных с ними месторождений значительную роль играли процессы ремобилизации урана за счет размыва и переотложения руд первого этапа.

Для всех инфильтрационных пластово-эпигенетических месторождений Центральной Евразии характерна многоэтапность их образования на фоне активизации орогенных процессов в прилежащих денудационных областях.

¹ ОАО «Волковгеология», Алматы, Казахстан.

² ОАО «Волковгеология», Алматы, Казахстан.

³ ГПП «Кызылтапагеология», Ташкент, Узбекистан.

Роль геодинамического фактора при формировании двух типов щелочных и щелочно-ультраосновных магматических комплексов

Ареалы развития щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма, относимые к двум типам – «натриевому» (Na- и Na-Mg серии) и «калиевому» (K- и K-Mg серии) приурочены исключительно к кратонизированным континентальным блокам коры. Тектонические условия определяют геодинамические обстановки и, соответственно, термодинамические ситуации. Детально анализируются два типа структур, в которых могут возникать полярные термодинамические условия (в первую очередь это касается давления): структуры сжатия и структуры растяжения. В первом типе структур могут возникать относительно высокие и сверхвысокие давления, температуры – от умеренных до высоких. Во втором – относительно низкие давления, высокие и сверхвысокие температуры.

Соответственно, с первым типом структур связаны ареалы магматизма «натриевого» профиля, со вторым – «калиевого». Обстановки с переменными значениями РТ - параметров в первом случае благоприятны для возникновения сложных сообществ магматических тел щелочного, ультращелочного, щелочно-базальтового, щелочно-ультраосновного (в том числе и карбонатитового) и кимберлитового состава (с ярко выраженным Na-трендом), во втором – щелочного, ультращелочного, щелочно-ультраосновного и лампроитового состава (с ярко выраженным K-трендом). Расчетными методами с применением геофизических данных в районах развития сообществ первого типа установлено наличие многоярусных палеочагов на разных уровнях коры и верхней мантии и полное отсутствие таковых в районах развития сообществ второго типа, т.е. в первом случае формирование магматических тел носит ступенчатый, а во втором – сквозной характер.

Обстановка сжатия и разноглубинность или многоярусность магматических палеочагов в кратонизированных континентальных блоках являются ключевыми позициями в понимании петрогенезиса щелочных и щелочно-магнезиальных натриевых серий магматических пород, включая кимберлиты и карбонатиты с различными соотношениями силикатной и карбонатной фаз. Экспериментально доказано, что в системе $\text{Ab-An-Na}_2\text{CO}_3\text{-H}_2\text{O}$ с добавлениями MgO , K_2O и Fe_2O_3 общее давление и парциальное давление паров воды являются своего рода регуляторами смесимости силикатной и карбонатной фаз: при относительно высоких Т и высоких Р наблюдается разрыв в смесимости силикатной и карбонатной фаз и, наоборот, снижение Р в системе увеличивает смесимость этих фаз; тот же эффект смесимости вызывает увеличение парциального

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

давления паров воды. Отсюда следует, что формирование высокоселективных карбонатитовых расплавов происходит при более высоком общем давлении, а в случае пульсирующего общего давления формируются сложные карбонатитовые комплексы с разными соотношениями существенно карбонатных и силикатных пород.

Формирование щелочных и щелочно-ультраосновных силикатных расплавов и лампроитов «калиевого» профиля осуществляется при более низком общем давлении, но при максимальном значении температур. Такая тектоническая обстановка возможна при формировании протяженных рифтов и рифтовых систем. В этом случае образуются магматические тела «сквозного» типа, без промежуточных палеочагов, т.е. вещество верхней мантии продвигается до корового уровня в течение одного временного цикла. При наличии коровой оболочки возможен эффект ее полного переплавления и формирования гранитной фазы, весьма характерной для комплексов билибинского и мурунского типов. В случае малообъемного тугоплавкого выплавления силикатного расплава создаются благоприятные условия для проявления специфического лампроитового магматизма.

Н.А.Богданов¹

Общие вопросы тектонического строения континентальных окраин

Соотношения океанической и континентальных областей земной коры проходит вдоль подножий континентальных окраин и осей глубоко-водных желобов. Общий термин – континентальные окраины – включает совершенно различные по своему строению и геологической истории структурные формы. Они составляют около 15 % от всей площади океанских акваторий. Более 10 % континентальной литосферы в пределах шельфов погружены под воду океанов. Среди них обычно принято выделять два основных типа – *активные, или конвергентные, окраины*, включающие зоны субдукции, островные дуги и задуговые новообразованные бассейны и *пассивные, или дивергентные, окраины*, которые представляют собой опущенные ниже уровня моря континентальные плиты. Отметим, что каждый из этих типов характеризуется необычайным многообразием.

Активные континентальные окраины или, как их часто называют, система желоб – дуга – окраинное море, представляют собой регионы интенсивной современной тектонической деятельности и, следовательно

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

но, находятся в центре внимания геофизиков и геологов. В историческом прошлом Земли островные дуги известны с нижнего протерозоя и далее прослеживаются на всех возрастных рубежах. Следует отметить, что эпохи наиболее широкого островодужного вулканизма приходились на ранний протерозой, поздний рифей, ордовик – нижний силур, девон – карбон, юра – верхний мел и миоцен – квартал. Но и в промежутках между этими эпохами островодужный вулканизм отнюдь не прекращался, хотя масштабы его уменьшались.

Механизм развития конвергентных окраин объясняется, вслед за Д.Каригом, достаточно просто. Вдоль оси глубоководного желоба происходит субдукция, над зоной субдукции возникает вулканическая дуга, а за ней – область спрединга, в результате которого образуется молодая глубоководная впадина с корой океанического типа. На западе Тихого океана с севера на юг прослеживается гирлянда сменяющих друг друга систем *желоб – дуга – окраинное море* от Алеутских островов до дуги Тонга-Кермадек, в которых океаническая Тихоокеанская литосферная плита (более древняя) субдуцирует под островные дуги. За ними расположены океанические задуговых бассейны. В одном случае, на юге, в районе Новых Гибрид, устанавливается субдукция Индо-Австралийской литосферной плиты под плиту Тихого океана.

На востоке Тихого океана системы *желоб – дуга – задуговой бассейн* и образовались в зонах столкновения океанских литосферных плит – в Центральной Америке и в районе моря Скотия, где Атлантическая океанская плита погружается под Тихоокеанскую. В зонах конвергентных окраин Северной и Южной Американских континентальных литосферных плит над зонами субдукции развиваются вулканические пояса. Эти закономерности послужили С.Уеда основой для разработки и типизации зон субдукции.

При разделении северо-западного и юго-восточного обрамления Тихоокеанской плиты на две принципиально различные формы активных окраин следует отметить, что в меловое время, по меньшей мере с апта и до кампана, побережье Азии мало чем отличалось от Андийского. Субдукция происходила под Евразийскую плиту и сопровождалась образованием Катазиатского вулканоплутонического пояса. Постепенно заклинивание зон субдукции вулканическими плато и отдельными гайотами привело к перемещению зон субдукции на восток, в сторону океана. На окраинах океанской плиты, за реликтами вулканических сооружений, перемещенных к континентальным плитам из центральных частей океана, возникает задуговой спрединг. Перед вулканическими террейнами закладываются новые зоны субдукции.

Атлантический океан, кроме районов моря Скотия и Карибского региона, обрамляется пассивными континентальными окраинами. Окраины такого же типа ограничивают океаническую кору Индийского и Северного Ледовитого океанов. За исключением северных районов Атлантики и собственно Арктики, пассивные континентальные окраины обычно достигают в поперечнике 60 – 200 км, а в экваториальной об-

ласти, между трансформными разломами Романш и Вознесения, подводные окраины континентов не более 50 км в ширину. В этом регионе раскалывание Гондваны произошло значительно позднее, чем в других частях Атлантического океана.

В северо-восточной Атлантике и на евразийском шельфе Арктики пассивные континентальные окраины имеют в поперечнике более 500 км. Практически в этих регионах фундамент шельфовых областей повсеместно образован не докембрийскими кратаонами, как на юге Атлантики, а мозаикой тектонических блоков различного возраста. Внутреннее строение этих областей значительно более сложно, чем на окраинах континентов Гондваны. Это связано с более длительным периодом осадконакопления и характером сочленения отдельных террейнов. Сопоставлению этих двух типов пассивных континентальных окраин главным образом и посвящен предлагаемый структурно-тектонический анализ.

Основными структурами в пределах континентальных уступов пассивных окраин континентов Атлантического и Индийского океанов несомненно служат системы листрических разломов, которые субпараллельны береговой линии. К ним приурочены линейные (большей частью косые к береговой линии суши) рифты и полуграбены. Морфология тектонических элементов на окраинах континентов в Южной Атлантике изучена очень подробно, и во многих местах геофизическая съемка дополнена глубоким бурением при поисках месторождений углеводородов.

Пассивные континентальные окраины отделены от областей развития океанической коры узкой переходной зоной, выражающейся высокими положительными значениями гравитационных и магнитных аномалий. Они как бы являются противопоставлением отрицательным аномалиям глубоководных желобов. Положительные аномалии объясняются присутствием линз SDR или «начальной океанической коры», происхождение которой неясно. Возможно, эта линза отвечает узкому поясу максимального сжатия, которое предшествовало расколу Гондваны на отдельные литосферные плиты. В этом случае в составе линзы континентальные породы будут представлены метаморфитами, а океанические – телами серпентинитов, подстилающих отдельные наклонные тектонические пластины. В сторону океана количество эклогитизированных пород уменьшается и они замещаются серпентинитами, отвечающими магнитному максимуму. По своему значению пояс распространения SDR у пассивных окраин на дне океана сопоставим с ролью, которая отводится глубоководным желобам.

Структуры рифтов, грабенов и впадин на пассивных окраинах имеют важное значение как место скопления углеводородов. В связи с этим, надо отметить одну общую особенность. В пределах узких океанских пассивных окраин грабены и рифты, наследуя разломы и трещины в фундаменте, ориентированы параллельно береговой линии или секут ее под острым углом. Они, в целом, ориентированы по простиранию континентальных окраин.

В шельфовых зонах приразломные отрицательные структуры чехла наследуют сuture или коллизионные швы в основании. Многие крупнейшие прогибы направлены перпендикулярно к континентальному склону и не имеют связей с современными зонами спрединга в пределах океанических бассейнов. Без сомнения, именно эти прогибы будут основными объектами внимания морской геологии в ближайшем будущем.

**Н.А.Богданов, В.Д.Чехович, Д.В.Коваленко, А.В.Соловьев,
А.Н.Сухов, Г.В.Леднева, Е.Е.Чернов¹**

Коллизионная тектоника Западно-Камчатской и Охотоморской микроплит

В современной структуре Камчатка, являющаяся частью Евразийской литосферной плиты, спаяна на западе с палеоплитами – Охотоморской и собственно Евразийской (в ее позднемиоценовых границах), а на востоке граничит с современными Тихоокеанской плитой и плитой Берингия [1, 2]. Эти западные границы датируются концом позднего мела. Восточная граница с Тихоокеанской плитой выражена современной зоной субдукции, а с плитой Берингия – следами неогеновой зоны субдукции. Мощность земной коры Камчатки в ядрах Центральной Камчатки превышает 40 км (45–46 на юге и 42 км – на севере). Есть основания полагать, что эти ядра отражают существование двух жестких континентальных блоков, определивших различия в тектоническом развитии собственно Камчатки и Камчатского перешейка вместе с частью Южной Кореи [3].

Структурно Камчатский полуостров и примыкающая к нему с севера область Южной Кореи представляют собой два сложных аккреционных ансамбля микроплит, аккреционно-коллизионных систем и террейнов с наложенными на них разновозрастными вулканоплутоническими поясами, формировавшимися вслед за последовательным приращением аккреционно-коллизионных систем и террейнов. Центральной, «несущей», структурой Камчатки является Западно-Камчатская микроплита, большая часть которой перекрыта молассовыми толщами кайнозойского чехла. Основанием же служат позднедокембрийско-палеозойские метаморфические комплексы, на которые перемещены аллохтонные вулканогенно-осадочные юрско-меловые образования. С юга и запада плита окаймляется полями развития дислоцированных субаркозовых терригенных толщ, интерпретируемых как образования пассивной окраины [2]. На западе обдуцированные фрагменты юрско-меловых островодуж-

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

ных комплексов объединяются в Омгоно-Паланскую аллохтонную зону.

Охотоморская плита, имеющая тектонические границы с Евразийским континентом, Камчаткой и микроплитой Сахалин–Хоккайдо, представляется как единый достаточно крупный литосферный блок с первично субконтинентальной корой, перемещавшийся вместе с плитой Кула и столкнувшийся с Евразией в среднекампанское время [2]. В кайнозойе плита подверглась заметной переработке в связи с вращательным движением по часовой стрелке, в результате чего были сформированы заполненные осадками прогибы с субокеанической корой вдоль сдвигов, сопровождавших вращение плиты. Судя по всему, осадочный чехол в пределах Охотоморской плиты и Западно-Камчатской микроплиты начал формироваться практически одновременно после столкновения этих литосферных блоков. Несогласное залегание палеоценовых обломочных отложений на поздне меловых хорошо документируется на Западной Камчатке, хотя остаются некоторые неясности относительно того, не начинается ли молассовая седиментация в верхнем маастрихте.

В контексте рассматриваемого столкновения особо важную роль приобретает изучение впервые выделяемой Омгоно-Паланской аллохтонной зоны. До 1990 г. все спорадически встречающиеся в пределах Западной Камчатки кремнисто-вулканогенные толщи относились к позднему мелу и параллелизовались с аллохтонными образованиями в целом сходного состава в пределах Восточной Камчатки. В районе мыса Омгон [4] развиты среднеюрско-раннемеловые кремнисто-вулканогенные образования островодужной природы, которые слагают тектонические чешуи. В этих чешуях местами отмечается несогласное перекрытие кремнисто-вулканогенных пачек апт-маастрихтскими терригенными граувакковыми отложениями, вероятно представляющими собой фрагменты толщ внутридугового бассейна [5].

Видимо, сходная картина отмечается и в Срединном хребте, где тектонические чешуи юрско-раннемеловых островодужных комплексов с несогласно перекрывающими их меловыми граувакками располагаются на метаморфических породах основания Западно-Камчатской микроплиты [6]. В Паланском районе в блоках вулканогенно-кремнистых отложений были установлены радиоляриевые комплексы киммеридж-валанжинского, альбсеноманского и коньяк-маастрихтского возраста, а большая часть разреза характеризуется как кампан-маастрихтская. Это позволяет предполагать, что Омгоно-Паланская островодужная система характеризовалась длительным (средняя юра – поздний мел) развитием. Важным обстоятельством, свидетельствующим в пользу этого предположения является изменение петрохимического состава островодужных вулканитов от среднеюрско-раннемеловых толеитов к поздне меловым калиевым известково-щелочным базальтоидам и шошонитам. О включении этой системы в структуру Камчатки можно судить по несогласному перекрытию слагающих ее образований палеоценовыми слабо дислоцированными молассами. Этот факт, так же как и длительность формирования, не позволяют отождествлять эти

островодужные комплексы с исключительно позднемеловыми островодужными толщами, шарьированными с востока на субаркозовый флиш, часть которого относится к среднему эоцену.

Так или иначе, вся сумма данных по Омгоно-Паланской системе приводит к заключению о ее первоначальном положении между Охотоморской плитой и Западно-Камчатской микроплитой, а современное положение и структуры – о раздавливании ее между этими жесткими блоками. Можно высказать предположение, что столкновение происходило за счет перемещения Западно-Камчатской микроплиты, основываясь, с одной стороны, на том, что Охотоморская плита с кампана была уже припаяна к Евразии и, с другой – на проявлении кратковременного раннепалеоценового надсубдукционного вулканизма на Западно-Камчатской плите (п-ов Ухтолок, бассейн р. Удова), который мог быть следствием поглощения под Камчаткой небольших фрагментов океанической коры, отделявшей Омгоно-Паланскую островодужную систему от Западно-Камчатской микроплиты.

К сожалению, недостаточная изученность Омгоно-Паланской аллохтонной зоны не позволяет сделать никаких предположений относительно того, развивалась ли эта юрско-меловая островодужная система на краю Охотоморской плиты или была отделена от нее, представляя собой самостоятельную структуру. Ничего нельзя сказать и о направлении падения зоны субдукции для этой системы.

Литература

1. Богданов Н.А. Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в Восточной Арктике // Геотектоника. 1998. № 2. С. 4-15.
2. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН. 2000. 193 с.
3. Богданов Н.А., Кележинский П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 3-11.
4. Бондаренко Г.Е., Соколов В.А. Новые данные о возрасте, структуре и положении вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса. Мыс Омгон, Западная Камчатка // ДАН СССР. Т. 315, № 6. С. 1434-1437.
5. Vishnevskaya V.S., Bogdanov N.A., Bondarenko G.E. Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolaria from the Omgon Range, Western Kamchatka // Ofioliti. 1999. V. 24, № 1. P. 31-42.
6. Ханчук А.И. Эволюция древней синалической коры в островодужных системах Востока Азии. Владивосток, 1985. 138 с.

С.Н.Болотов¹

О тектонической природе Ставропольского свода (Центральное Предкавказье)

Ставропольский свод является одним из крупнейших элементов в современной структуре Скифской платформы. Он расположен в цен-

¹ Геологический ф-т Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

тральной части Предкавказья и разделяет собой две глубокие впадины: Терско-Каспийскую – на востоке и Кубанскую на – западе. На юге Ставропольский свод через Минераловодский выступ смыкается с северной моноклиной Большого Кавказа, а с севера ограничен Гудинским прогибом.

На протяжении практически всего мезозой-кайнозоя область Ставропольского поднятия характеризовалась устойчивым высоким стоянием, что выразилось в резко сокращенном объеме как отдельных стратиграфических подразделений чехла, так и всего чехла в целом. Вместе с тем, проявлялась противофазность вертикальных движений Ставропольского свода по отношению к смежным зонам. Несмотря на высокую изученность Ц. Предкавказья, вопрос о геологической природе Ставропольского поднятия остается дискуссионным.

На рубеже 20-х –30-х годов А.Д.Архангельским [1] и В.Ренгартеном было высказано предположение о существовании в недрах Ставропольской возвышенности выступа докембрийских пород, которые являются фрагментом Азово-Подольского кристаллического массива. В то время фундамент Ц. Предкавказья еще не был вскрыт бурением, и такая точка зрения обосновывалась «присутствием ... многочисленных ксенолитов в батолитах Минераловодского района» [2], с одной стороны, и особенностью тектоники и историей становления «Среднего» Кавказа и Предкавказья – с другой. В частности, анализ мощностей и фаций нижне-среднеюрских отложений северного склона Б. Кавказа свидетельствовал о возвышенном положении области Ставропольского поднятия в юре, а к западу и востоку от него располагались относительно глубокие прогибы. В 1938 г. А.Н.Мазарович отметил, что и в меловое время Ставропольская глыба «совершенно не затоплялась ..., благодаря ее постоянной тенденции к поднятию». Вплоть до начала 50-х годов идея о существовании в ядре Ставропольского поднятия древней докембрийской глыбы устойчиво владела умами исследователей. А.Д.Архангельский отмечал, что предполагаемая Ставропольская докембрийская глыба лежит на продолжении полосы поднятий, прослеживающихся от Вятки вплоть до Сало-Маньчжского водораздела. Развивая эту мысль, А.Н.Мазарович [6] писал, что «центральный массив Кавказа, Ставропольская глыба и Дзирульский массив представляли собой зону поперечных вертикальных колебаний».

Начиная с 50-х годов, в Предкавказье начались широкомасштабные буровые работы, в результате которых многочисленными скважинами был вскрыт герцинский фундамент. Однако вместо ожидаемой «докембрийской глыбы» скважины вскрыли образования нижнего и среднего карбона и тела пермских гранитоидов [4]. Геофизические исследования также не подтвердили присутствие в фундаменте Ц. Предкавказья крупного блока древней консолидации. Полученные новые данные вновь поставили вопросы о тектонической природе Ставропольского свода и о причинах его ярко выраженной обособленности в мезозойско-кайнозойской истории Предкавказья.

Ставропольский свод как самостоятельная тектоническая структура проявился уже на начальных стадиях развития Предкавказской платформы – в раннем триасе. Об этом свидетельствуют резкие различия в литологическом строении и распространении отложений этого возраста в Западном и Восточном Предкавказье. Анализ мощностей и фаций наглядно свидетельствует о существовании поднятия на месте Ставропольского свода в юре, мелу и практически на протяжении всего кайнозоя [7].

Геохимические исследования гипабиссальных трахиандезитов и трахипаритов, слагающих известные лакколиты Пятигорья, показали, что по содержанию элементов-примесей они сходны с ассоциацией магматических пород андезит-трахиандезитового комплекса, развитого в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем [9]. Причем, содержание в Донбасском комплексе элементов-примесей очень сходно для докембрийских гранитоидов Приазовья. Эти данные могут косвенно указывать на возможное существование в юго-восточной части Ставропольского свода небольшого блока докембрийской консолидации, однако распространять его присутствие далеко на север нет никаких объективных оснований.

Причина особенного характера развития Ставропольского свода в мезозой-кайнозое заключена в его строении, но связана не с наличием в фундаменте докембрийского блока, а скорее с чешуйчато-надвиговым строением герцинского комплекса.

Структурные исследования, проведенные в складчатых областях и на платформах, позволили установить, что литосфера, по крайней мере, ее верхняя часть, имеет шарьяжно-надвиговое строение [3, 10–12]. В частности, существенно продвинуться в понимании надвиговой структуры варисцид Северо-Западной Германии позволили результаты глубинного сейсмопрофилирования, проведенного в рамках проекта «DEKORP» [14], в результате чего были выявлены приповерхностные надвиги, крутопадающие листрические разломы и надвиговые уступы [13].

Бурением и сейсмическими исследованиями выявлены многочисленные надвиги и шарьяжи в фундаментах почти всех древних и молодых платформ, где раньше предполагалось существование лишь вертикальных разломов, получивших название глубинных, проникающих в нижнюю кору или даже в верхи мантии [12]. Природа их появления связывалась с проявлением вертикальных глыбовых движений земной коры. Новые данные о геологическом строении складчатых и платформенных областей, а также математические расчеты и моделирование [5] заставляют пересмотреть эти представления. Геофизические исследования и бурение показали, что все разломы земной коры глубже 3–6 км закономерно приобретают пологое и субгоризонтальное залегание. Это объясняется тем, что, с одной стороны, с глубиной литостатическое давление в горизонтальной плоскости нарастает значительно быстрее, чем в вертикальной, с другой – изменяются реологические свойства литосферы. Поэтому все глубокие разломы с глубиной выполаживаются, приобретая листрическую форму.

Можно предполагать, что антиформная структура Ставропольского свода сформировалась в позднегерцинскую эпоху тектогенеза как результат нагромождения надвиговых пластин. Примером уже известных подобных структур могут быть поднятие Шписсарт в Сакско-Тюрингской зоне и антиклинорий Таунус, относящийся к Рейно-Герцинской зоне [13]. По данным глубинного сейсмического зондирования, оба названных поднятия являются структурами поздневарисийского генезиса, а не выступами древнего фундамента. Если проводить аналогию с Арденами, где на глубинах 6–8 км выявлены поверхности горизонтального срыва [11], то корни надвинутых пластин на Ставропольском поднятии также могут находиться на глубинах до 6–8 км.

Другим косвенным свидетельством в пользу покровно-надвигового строения фундамента Ставропольского свода может служить сравнение ее с областью, расположенной к северу от границы Среднегерманского поднятия и Молданубского региона, где фиксируются горизонтальные надвиговые перемещения и в изобилии присутствуют гранитные интрузии, формирование и размещение которых связано с главнейшими надвиговыми дислокациями. (Известно, что в Ц. Предкавказье фундамент тоже изобилует интрузиями гранитоидов).

В настоящее время уже известны подтвержденные надвиговые структуры в фундаменте Скифской платформы [8], хотя пока это лишь единичные данные.

Таким образом можно предположить, что Ставропольский свод – это своего рода позднегерцинский «дагестанский клин»: чешуйчато-надвиговая структура, сформировавшаяся на направлении главной оси сжатия в конце перми.

Литература

1. Архангельский А.Д. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и прилегающих к ней частей Кавказского хребта // Бюлл. МОИП. Геология. 1926.
2. Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1: Геологическое строение СССР и его отношение к остальной поверхности Земли. М.; Л.: Гостеоиздат, 1947. 415 с.
3. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
4. Летавин А.И. Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1980. 153 с.
5. Лобковский Л.И. Геодинамика геологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы и концепция двухъярусной тектоники плит // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / А.А.Белов, В.С.Буртман, В.П.Зинкевич и др. М.: Наука, 1990. С. 27–42.
6. Мазарович А.Н. Основы геологии СССР. М.; Л.: НТИ. 1938. 544 с.
7. Масляев Г.А. Этапы и стадии развития структуры осадочного чехла Предкавказья // Сов. геология. 1980. № 4. С. 56–64.
8. Обыскалов А.К., Марков А.Н., Грабкин О.В. Надвиги в фундаменте Скифской плиты // Геотектоника. 1992. № 4. С. 52–63.
9. Скопиченко И.М., Бутурлинов Н.В. Андезит-трахиандезитовый комплекс зоны сочленения Донбаса с Приазовьем: Петрология и эволюция // Геол. журн. 1987. Т. 47, №1. С. 97–105.
10. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. / А.А.Белов, В.С.Буртман, В.П.Зинкевич и др. М.: Наука, 1990. 293 с.
11. Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы / М.А.Камалетдинов, Т.Т.Казанцева, Ю.В.Казанцев, Д.В.Постников. М.: Наука, 1991. 255 с.

12. Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
13. Behr H.J. & Henrichs T. Geological interpretation of DEKORP 2-s: A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implication of the Late Variscan structural evolution of Central Europe // *Tectonophysics*. 1987. V. 142, № 2/4. P. 173–202.
14. Messner R., Bartelsen H., Murawski H. Thin skinned tectonics in the Northern Rhenish Massif, Germany // *Nature*. 1981. V. 290, № 5805. P. 399–401.

Г.Е. Бондаренко¹, С.Д. Соколов¹, О.Л. Морозов¹, В.А. Шевцов², В.С. Вишневская³, А.В. Ганелин¹, И.И. Подгорный¹

Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка, Северо-Восток Азии)

Южно-Ануйская сутура (ЮАС) по геолого-геофизическим данным прослеживается от акватории моря Лаптевых на северо-западе до Ануйского хребта Западной Чукотки на юго-востоке.

Восточное продолжение ЮАС скрыто под накоплениями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). ЮАС разделяет Верхояно-Колымский и Ануйско-Чукотский складчатые пояса поздних мезозойских эр.

ЮАС как шовная зона, образовавшаяся после закрытия позднемезозойского океанического бассейна в результате коллизии Азии и Гиперборейской плиты, впервые была выделена К.Б. Сеславинским [7]. До и после этого ЮАС рассматривалась то как позднемезозойский инвертированный рифт [8], то как эвгеосинклиналь [3], то как закрывшийся позднемезозойский океан, разделявший Азию и Северную Америку [1, 4]. Внутренняя структура ЮАС интерпретировалась как близкая к вертикальной чешуйчато-складчатая с подчиненным значением надвигов [3]. Почти все исследователи считали, что возраст Южно-Ануйского палеобассейна позднеюрско-раннемеловой [3, 4, 7, 8; и др.]. Сторонники океанической природы позднемезозойского бассейна считали, что вдоль его обоих бортов в поздней юре – раннем мелу существовали зоны конвергенции [1, 3, 4]. Выводы об океанической природе Южно-Ануйского палеобассейна основывались на находках в пределах ЮАС фрагментов мезозойских офиолитов [3, 4, 6]. В ряде работ имеются указания на присутствие в южном обрамлении ЮАС позднепалеозойских офиолитов [2]. В осевой части ЮАС известны выходы позднепалеозойских и раннемезозойских вулканотерригенных образований, имеющих сходство с породами южного обрамления ЮАС (Алазейско-Олойский пояс), которые рассматривались как выходы фундамента ЮАС [2]. Это использовалось как подтверждение рифтовой природы ЮАС и накладывало ограничения на

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

² Ануйское государственное горно-геологическое предприятие, Билибино, Россия.

³ Институт литосферы окраинных и внутренних (ИЛ) РАН, Москва, Россия.

нижнюю границу возраста палеобассейна [4]. По мнению ряда исследователей, в пользу рифтовой природы ЮАС свидетельствует присутствие наложенных впадин, выполненных позднеюрско-меловой вулканогенной молассой и прекрывающих структуры ЮАС [5, 8].

Таким образом, само название «сутура» не вполне подходит для ЮАС, где выявлен лишь один из двух индикаторных для коллизионных швов элементов структуры – субвертикально ориентированная офиолитовая шовная корневая зона. Второй обязательный элемент – сопряженная покровная система, не был зафиксирован.

Наши исследования в пределах ЮАС 1997–2000 гг. показали, что существующие представления о структуре и геологической истории ЮАС не вполне соответствуют новым фактическим данным. Было установлено, что позднепалеозойские и раннемезозойские комплексы в осевой зоне ЮАС (Полярнинское и Пенвельвеемское поднятия) распространены шире, чем это предполагалось ранее, имеют аллохтонное залегание (средние аллохтоны) и подстилаются фрагментами офиолитов мезозойского и, возможно, палеозойского возраста. Помимо этих образований, в покровной системе участвуют позднеюрские островодужные комплексы (верхние аллохтоны) и средне-верхнеюрские офиолиты океанической природы (нижние аллохтоны). Аллохтонные пластины деформированы в син- и антиформы и разделены зонами серпентинитового меланжа, содержащими тела динамосланцев. Фрагменты аккреционной структуры (аккреционный меланж) свидетельствуют о том, что позднеюрская зона конвергенции располагалась в южном борту Южно-Ануйского палеобассейна. Позднеюрские островодужные образования северной части ЮАС залегают на триасовых аркозовых турбидитах Ануйско-Чукотского пояса аллохтонно, в виде тектонических клиппов.

Данные о том, что возраст океанического кремнисто-базальтового комплекса не позднеюрско-раннемеловой, как считалось ранее [3, 4, 7, 8], а бат-келловейский, позволяют предположить, что в мезозойском Южно-Ануйском океаническом бассейне спрединг завершился в начале поздней юры. Присутствие в южном обрамлении ЮАС позднепалеозойских офиолитов позволяет, вслед за П.П.Лычагиным с соавторами [2], предположить, что эволюция палеоокеанического бассейна (Ануйского) началась по крайней мере в позднем палеозое.

В качестве относительного автохтона для тектонических покровов ЮАС выступают триасовые терригенные породы Ануйско-Чукотского складчатого пояса. Они же слагают тектонические эрозионные окна, вскрываясь более чем в 60 км южнее северной границы ЮАС. Аркозовые и полимиктовые турбидиты позднего триаса ануйско-чукотского типа резко контрастируют с позднетриасовыми туфотерригенными граувакками, слагающими аллохтонные пластины и сходными с породами верхнего триаса Алазейско-Олойского пояса.

Структурные особенности пород аллохтонов и параавтохтона (оси и осевые поверхности складок, длинные оси будин и др.) свидетельству-

ют о тектоническом транспорте в направлении с юга на север. Характерна общая северная вергентность покровной структуры. Она осложнена элементами встречной южной вергентности.

Наши наблюдения показывают, что большая часть ЮАС имеет покровную структуру. Поэтому принятая на современных картах трассировка ЮАС по выходам наиболее северных тел офиолитов (офиолитовых аллохтонов) проблематична. Субвертикально залегающие тектонические чешуи, сложенные теми же комплексами, что и аллохтоны, но более деформированными и динамометаморфизованными, характерны лишь для центрального, наиболее узкого в плане Яракваамского сегмента ЮАС. Здесь структуры – индикаторы покровов северной вергентности сохранились в виде реликтов. Доминирует сдвиговый стиль тектоники (вертикальные складки, дуплексы и др.), отвечающий компрессионным правым продольным сдвигам. Яракваамский сегмент ЮАС имеет сходство с корневыми зонами покровных систем альпийского типа.

Структуры – индикаторы продольных правых сдвигов повсеместно проявлены в пределах ЮАС, а также в ее южном и северном обрамлении. Правые сдвиги более поздние, чем шарьяжи и наблюдаемые элементы встречной вергентности, возможно, частично связаны с ними. Остается до конца не выясненным, является ли структура Яракваамского сегмента ЮАС реликтовой шовной, либо она обязана полной переработкой более ранней покровной структуры наложенными сдвигами. Считается, что главная складчатость в ЮАС была растянута во времени от конца поздней юры (начало формирования наложенных впадин) до конца неокома, поскольку в начале неокома еще существовал реликтовый Южно-Аньюйский бассейн. Наши данные свидетельствуют о том, что в конце поздней юры еще продолжалось формирование аккреционного меланжа. В готериве–барреме уже формировались полимиктовые обломочные породы неоавтохтона, частично вовлеченные в более поздние сдвиговые деформации. Поэтому наиболее вероятное время проявления главной складчатости (ранний этап коллизии) – берриас-валанжин. Позднеколлизийные правосдвиговые деформации продолжались по крайней мере до баррема включительно.

На основании новых данных, эволюция ЮАС представляется в следующем виде. История Аньюйского океанического бассейна начинается по крайней мере с позднего палеозоя. В это время он, вероятно, разделял Сибирь и Северную Америку. В триасе эволюция бассейна продолжалась, о чем свидетельствуют накопление турбидитов и триасовые островодужные комплексы в южном обрамлении ЮАС. В средней и начале поздней юры в океаническом бассейне (Южно-Аньюйском) еще протекал океанический спрединг. В конце поздней юры вдоль южной периферии бассейна существовала зона конвергенции. В начале неокома Евразия и Чукотский континентальный блок (часть Арктиды по [1]), на месте которого впоследствии сформировался Аньюйско-Чукотский складчатый пояс, сблизилась и начались коллизийные деформации.

Они сопровождалась поддвижением этого блока под окраину Азии и становлением шарьяжей северной вергентности. Этот блок нельзя рассматривать как периферическую часть Северной Америки, поскольку в поздней юре – раннем мелу между ним и Северной Америкой имел место океанический спрединг, и формировался Амеразийский бассейн [9]. Вероятнее всего, этот блок был отчленен от Северной Америки в результате раскрытия Амеразийского бассейна. Его перемещение в сторону Азии привело к закрытию Южно-Анжуйского бассейна. Формирование позднеколлизийных правых сдвигов, вероятно, связано с тем, что перемещение этого блока в сторону Азии сопровождалось его вращением против часовой стрелки [9]. Последний тезис позволяет наметить параллели между эволюцией ЮАС и коллизийной сутурой Ангауочам на юге хребта Брукса.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (инициативный проект № 99-05-65649 и экспедиционный проект № 00-05-79030), ФЦП «Интеграция» (грант М-00-99), РФФИ-Арктика № № 98-05-03868.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
2. Лычагин П.П., Бялбжеский С.Г., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Геология и петрография Громаденско-Вургунеевского габброноритового массива (Южно-Анжуйская зона). Магадан: Кн. изд-во; СВКНИИ ДВО РАН, 1991. 47 с.
3. Натальин Б. А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 135 с.
4. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
5. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
6. Пинус Г.В., Стерлигова В.Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов // Геология и геофизика, 1973. № 12. С. 109–111.
7. Сеславинский К.Б. Южно-Анжуйская сутура (Западная Чукотка) // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1181–1185.
8. Тильман С.М. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. С. 95–97.
9. Lawver L.A., Scotese C.R., A Review of tectonic models for the evolution of Canada basin / Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F. (Eds.). // The Geology of North America. V. L: The Arctic ocean region. Geological Society of America, 1990. Boulder, CO. P. 593–618.

В.С. Бочкарев¹

Эволюция представлений о платформах; их тектонотипы

Решение проблем по геотектоническому районированию Западно-Сибирской равнины, под мезозойско-кайнозойскими отложениями которой погребены структуры древнего Сибирского кратона, байкалитид,

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

салаирид и герцинид, принадлежащих двум складчатым поясам: Арктическому и Урало-Монгольскому, заставило автора в течение трех десятков лет исследовать проблему становления древних и молодых платформ и их современную структуру.

Если следовать идеям А.Гумбольдта (1845, 1848 гг.) и А.Д.Архангельского (1932, 1941 гг.), то платформы – это такие эпигеосинклинальные структуры, которые состоят из двух этажей – фундамента и чехла, отображающих два крупнейших этапа развития земной коры в данном регионе. Позднее Г.Штилле, а до него Э.Ог, а также Е.В.Милановский, М.В.Муратов, В.Е.Хаин, А.А.Богданов и Е.Е.Милановский в качестве платформ принимали огромные плиты (континентальные плиты, форланды, континентальные площади), которые противопоставили в латеральном плане геосинклинальным складчатым поясам или геосинклиналям. При этом Г.Штилле различал два главных типа плит или кратонов: низкие, – океанические, и высокие, – континентальные (H.Stille, 1944, 1949 гг.). Жесткость, или неспособность создания в земной коре альпинотипной тектоники – были главным критерием разделения геоструктур в работах немецких тектонистов Л. Кобера и Г. Штилле. Однако А. Гумбольдт, Э. Зюсс, М. Бертран и А.Д.Архангельский наметили эволюционно-временной путь классификации главнейших структур земной коры, который у Н.С.Шатского, а затем и у А.Л.Яншина вылился в такие термины, как древние и молодые платформы, платформы эпикарельские, эпибайкальские, эпигерцинские, эпимезозойские и эпипальпейские (?).

Эти два направления часто пересекались, возникали терминологические противоречия типа того, куда включать щиты (в плиты, или в платформы), и оставалось неясным тектоническое положение реального структурного комплекса, называемого переходным или промежуточным структурным этажом (ПСЭ). Применительно к Западно-Сибирской равнине и ее обрамлению А.П.Карпинский (1880–1919 гг.) триас-нижнеюрские толщи в связи с их складчатым залеганием относил в неявном виде к фундаменту, В.Е.Хаин (1964) – к тафрогенному ярусу фундамента, что породило термин «доюрский фундамент», который широко используется сибирскими геологами.

В первой модели молодых платформ, которую опубликовал Г.Д.Романовский в 1868 г, отображалось фактически трехчленное строение Зауралья: 1) фундамент, 2) промежуточный структурный этаж и 3) чехол (но тектонических терминов он еще не применял). Как показал А.Л.Яншин, термин «промежуточный этаж» оказался сборным и включал не менее пяти типов структур. В этой терминологии отображалось и неоднозначное понимание фундаментальных основ геотектоники, включая явление унаследованности (В.Н.Соболевская, Р.Г.Гарецкий, М.В.Муратов и др.). С появлением новых методов исследований – ГСЗ и КМПВ – дело усложнилось, так как сейсмические границы одинаково расслаивали земную кору и в складчатых областях, и на щитах, и в осадочных чехлах.

Сверхглубокое бурение, проведенное в СССР (Кольская, Тюменская и другие скважины), позволило частично снять эту проблему, однако в связи с популяризацией плейттектоники или идей о толстых литосферных плитах, терминологический вопрос о плитах снова оказался запутанным.

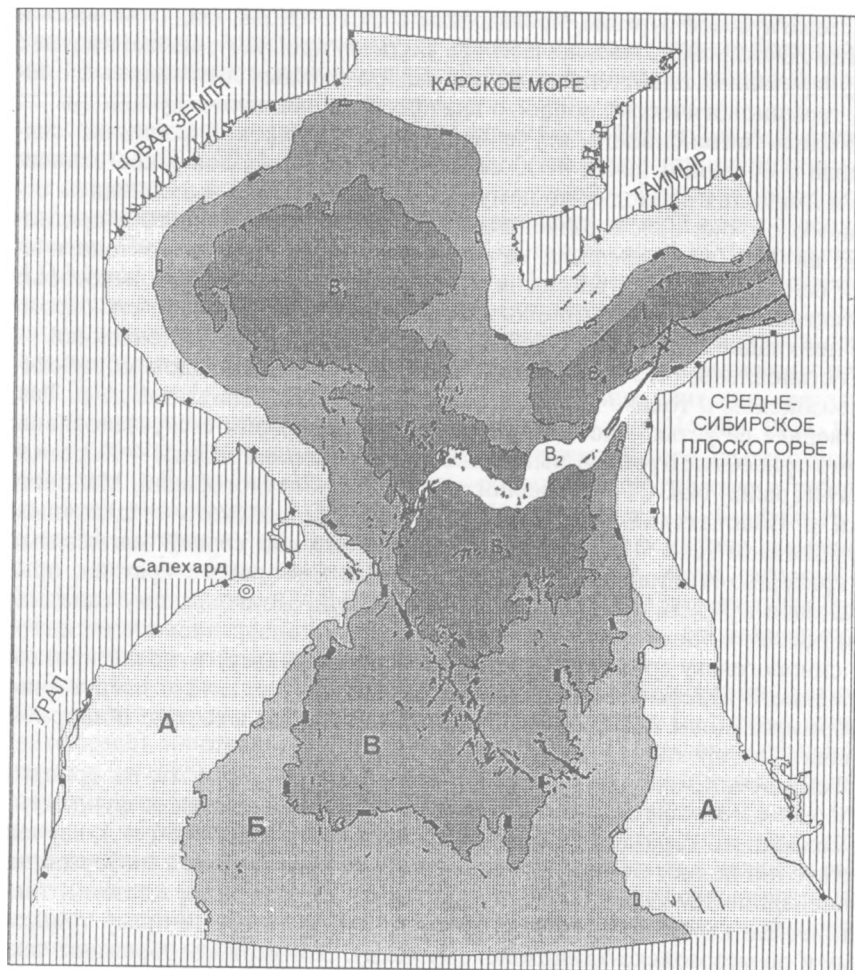
Успехи интенсивного изучения Западно-Сибирской равнины, связанные с бурением почти 4000 скважин (вскрывших доюрское основание и имеющих проходку по нему до 2000–2500 м) и с выполнением огромного объема сейсморазведочных работ МОВ ОГТ часто с кратностью до 24 и 48, позволили на геодинамической или палеонтологической основе снять ряд вопросов и непротиворечиво решить некоторые геотектонические и терминологические проблемы и высветить огромное прикладное для нефти и газа значение современной геотектоники.

Установлено, что Сибирский кратон с его верхнедокембрийско-палеозойским и только палеозойским чехлом прослеживается до р. Таз, а севернее ее устья – до Обской губы. По периферии его установлены пермо-триасовые траппы, выполняющие рамповые грабены – Коротчаевский (район скв. СГ-6), Красноселькупский, Светлогорский, Малохетский и Волочанский. Все траппы, кроме Уренгойского с щелочным магматизмом (скв. 414), представлены толетовой серией магматизма по критерию А.Миаширо. Окраинные части Сибирского кратона, прилегающие к Арктическому и, особенно, Урало-Монгольскому складчатым поясам в эпоху герцинской кратонизации подверглись интенсивному синорогенезу (резонансу, по Ю.М.Пущаровскому) и после кратковременного перерыва – часть оленекского века – испытали погружение с формированием триас-юрско-палеогенового чехла в составе обширной Западно-Сибирской геосинеклизы.

Тектонотип молодых платформ, в качестве которого мы по приоритету рассматриваем Западно-Сибирскую равнину в рамках ее фундамента, созданного герцинской **кратонизацией** (Бочкарёв, 1980 гг.), изучен достаточно полно. Обобщение новой сейсмогеологической информации за последние 10–15 лет позволило уточнить структурные, а затем и тектонические карты по трем этапам: фундаменту, рифтогенному триасовому и по мезозойско-кайнозойскому чехлу. Эти карты отображают тектонику не только Западно-Сибирской молодой платформы, но и всей геосинеклизы (рисунки).

Тектонотипом древних платформ обычно считается Русская (Восточно-Европейская) платформа, или кратон с приоритетом по работам А.П.Карпинского (1880, 1883, 1887 гг.), но с учетом публикаций Э.Ога (1900 г.) и Э.Зюсса (1885, 1899 гг.). В состав этого кратона обычно включается и Тимано-Печорская область с салаирским возрастом фундамента, которая так же как и края Сибирского кратона, подверглась интенсивному синорогенезу в эпоху герцинской кратонизации, т. е. в пермо-триасовое время.

Ранние этапы молодых платформ имели не только региональную специфику типа тафрогенеза (эпигорогенного рифтогенеза), но и согла-



Генерализованная схема тектоники чехла Западной Сибири

А – Внешний пояс; Б – Обская региональная терраса; В – Ямало-Тазовская мегасинеклиза; В₁ – Карско-Гыданская синеклиза; В₂ – Мессояхский порог; В₃ – Надым-Тазовская синеклиза; В₄ – Енисей-Хатангский прогиб; жирная линия – дизъюнктивные нарушения

сованные с соседними кратонами тектонические движения воздымания и регионального прогибания [1], что свидетельствует о монолитности земной коры в мезозойское время. Эта монолитность подчеркивает необычность того, что на современном лике земли появились морфоструктуры типа Урала, Новой Земли, Западно-Карской котловины, Тиманского кряжа и других элементов, которые как бы вырваны из монолита и представляют собой геотектоническую загадку.

1. Бочкарев В.С., Густокашин А.Н., Кутырев А.И. Структурно-геодинамические связи Западной и Восточной Сибири. // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.:ГЕОС, 2000. С. 69–70 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.; Т.1).

В.С.Бочкарев¹, А.М.Брехунцов¹, Н.П.Дещеня¹

Тектоника фундамента, триасового рифтогенного комплекса и чехла Западно-Сибирской равнины

Изученность Западно-Сибирской равнины продолжает повышаться как за счёт глубокого бурения, так и за счёт сейсморазведки ОГТ. Это создаёт более надёжную базу для нестандартного моделирования гравимагнитных данных. Дальнейшее петрохимическое изучение доюрских пород и привлечение акустического каротажа позволило установить согласованный критерий для отделения пермо-триасовых траппов от более молодых базальтоидов туринской серии, что привело к более чёткому картированию западного края Сибирского древнего кратона и выделению Гыдано-Енисейской эпибайкальской платформы.

Консолидированные фундаменты. Сейсмические материалы в виде региональных профилей ОГТ свидетельствуют, что под мезо-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской геосинеклизы к востоку от р. Таз и северной части Обской губы прослеживается палеозойский и венд-палеозойский чехол мощностью до 2.0–4.5 км, который имеет волнистое залегание с углами наклона до 10°. Местами чехол осложнён горстовыми выступами древнего фундамента, представленного кристаллическими сланцами (Костровская, Западно-Ермаковская площади) и красноцветными метапесчаниками с пачками глинистых сланцев и мраморизованных известняков (Большелайдинская площадь и др.).

По ступенчатому изменению стратиграфического чехла с большой долей условности выделяется салаирский фундамент, а также Надояхский блок с карельским (?) фундаментом (срединный массив в байкалидах).

К западу и к северу древний фундамент эпибайкальской платформы по системе разломов, передовых и периклинальных орогенных прогибов сменяется областями герцинской кратонизации. В пределах последних палеозой представлен сложным набором формаций, пёстрым составом интрузий ультрабазитового, габбро-диоритового и гранитоидного рядов, быстро исчезающих в северном и северо-восточном направлениях.

Область герцинской кратонизации Урало-Монгольского складчатого пояса, т.е. фундамент Западно-Сибирской эпигерцинской платформы характеризуется зональным строением (23 структурно-фациальные зо-

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

ны), высокой насыщенностью массивами ультрабазитов (35 массивов), габброидов и гранитоидов, интенсивной складчатостью с выходом в ядрах антиклинорий докембрийских гнейсов, кристаллических и углеродистых сланцев. В этой Урало-Алтайской области структурно-фациальные зоны [1, 2] группируются в три складчатые системы: Уральскую, Ишимскую и Обь-Тазовскую. Завершение кратонизации приходится на пермо-триас (семеятауский комплекс и его аналоги).

Вторая область герцинской кратонизации – Пайхойско-Быррангская входит в состав Арктического складчатого пояса и состоит не менее, чем из 6 структурно-фациальных зон. Она является миогеосинклинальной с непрерывным (?) разрезом от ордовика до нижнего триаса, что установлено на Ямале по данным глубокого бурения более 50 скважин. Силурийско-нижнекарбоновая часть разреза является преимущественно карбонатной, в среднем девоне в трёх разрезах выявлены базальты известково-щелочной серии магматизма, в одном – интрузия рудного габбро. Гранитоиды и перерывы в осадконакоплении, типичные для Урало-Монгольского пояса, - не выявлены. Главная складчатость, как и на Новой Земле, приходится на конец раннетриасовой эпохи и средний триас.

Завершение герцинской кратонизации сопровождалось интенсивным синорогенезом или, по Ю.М.Пушаровскому, резонансно-тектоническими явлениями на перикратонных частях Сибирского кратона в виде локальных линейных складок и рамповых грабенов, выполненных пермо-триасовыми базальтами толеитовой магматической серии с очень редкими интрузиями сиенитов и гранитов.

После непродолжительного периода пенепленизации складчатых гор и формирования кор выветривания начался эпигеосинклинальный или плито-платформенный период, который распадается на три этапа со скользящими временными границами: тафрогенный (эпиорогенного рифтогенеза), ортоплатформенный и неотектонический.

Тафрогенный этап характеризуется сводовым поднятием с сопутствующим грабенообразованием и риолит-базальтовым магматизмом преимущественно известково-щелочной серии. Стратиграфическим отображением этапа являются туринская и челябинская серии. Челябинская серия выполняет только односторонние рамповые грабены, опоясывающие с запада и юго-востока область грабенов с туринской серией, имеющей возраст от конца раннетриасовой эпохи до поздне-триасовой (конитлорская свита). К настоящему времени установлено 79 рифтовых структур этого типа. В последующий этап в связи с региональным прогибанием фундамента последний испытал сжатие, отразившееся в пологих и складчатых формах залегания туринской и челябинской серий и надвиговых формах вдоль бортов впадин. Вероятно в связи с рамповым характером первичных грабенов они не имеют черт преемственности в структурах юрско-палеогенового чехла и очень часто встречаются в пределах сводов и мегавалов чехла, а не в прогибах.

Ортоплатформенный этап характеризуется центробежным прогибани-

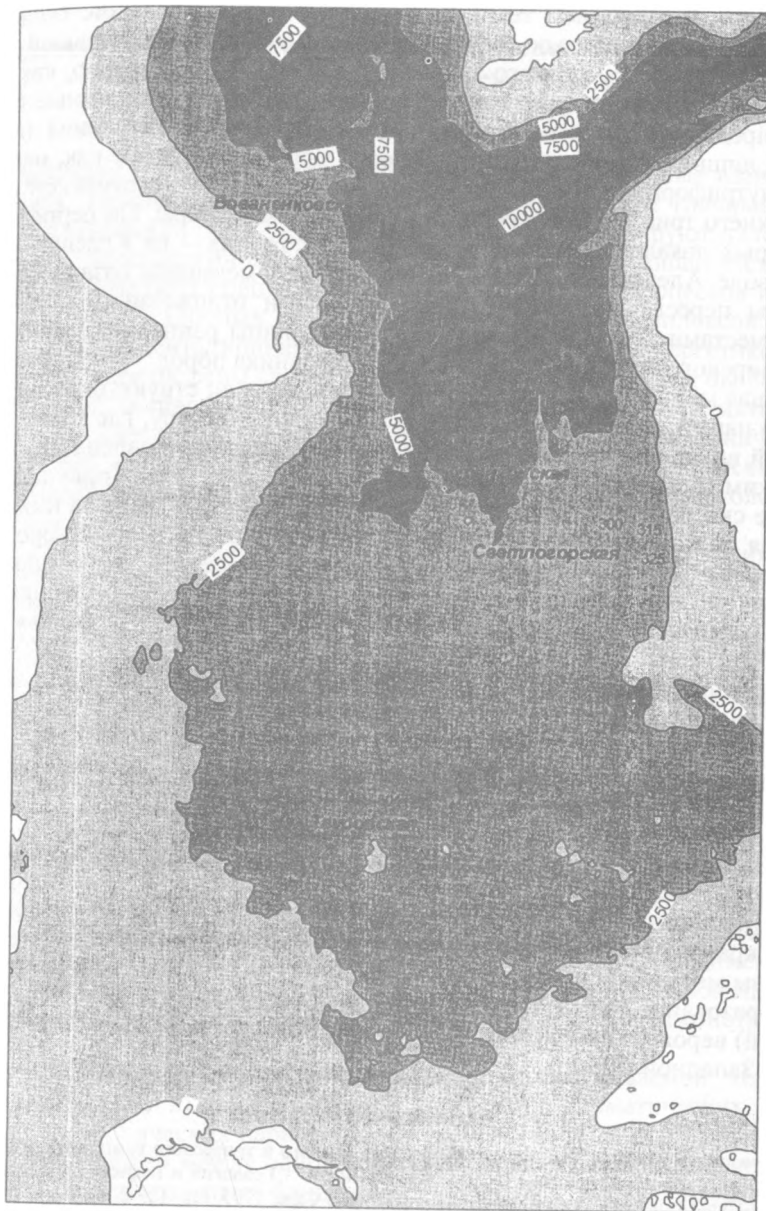


Схема толщины мезо-кайнозойского чехла Западно-Сибирской геосинеклизы. Изолинии толщины – в метрах.

ем гетерогенного «фундамента» или эпигерцинского пенеплена, сопровождавшимся накоплением терригенных отложений тампейской, большехетской и более молодых серий, которые имеют трансгрессивный тип распространения до морского эоцена включительно. Характерно, как это и показала Тюменская сверхглубокая скважина №6, что базальные слои чехла представлены аргиллитами, а грубообломочные отложения появляются лишь местами и стратиграфически значительно выше как, например, внутриформационные конгломераты и гравелиты витютинской свиты верхнего триаса и новоуренойской свиты нижней юры. По периферии некоторых локальных поднятий древнего заложения – на Красноленинском своде, Александровском и Новопортовском мегавалах базальные аргиллиты переслаиваются с грубообломочными отложениями, которые также местами встречаются вдоль южной границы раннеюрского Западно-Сибирского бассейна, за счёт южного источника пород.

Общая мощность ортоплатформенного чехла или структурного яруса плавно нарастает от бортов бассейна к центру и к северу, где в Большехетской впадине и в Карско-Гыданской синеклизе установлена по сейсмическим данным ОГТ её величина около 10,0-12,0 км (рисунок). В разрезе скважины СГ-6 мощность чехла составляет 6419,0 м и нижняя, пурская свита залегает с перерывом и угловым согласием на коре выветривания базальтов трапповой формации, а в соседних скважинах отложения чехла перекрывают уже девонские известняки (Юбилейная пл, скв. 200) и метаморфические сланцы нижнего палеозоя (Медвежья пл., скв. 1001, Надымская пл., скв. 7 и др.).

В течение данного этапа в разное время формировались своды, мегавалы, впадины и другие дислокации, включая разломы. В основном имели место три фазы дислокаций – ранне-среднеюрская, неокомская и поздний мел–палеогеновая. Часть сводов и мегавалов – Северный свод, Ямбургский мегавал имели прерывистое развитие.

Неотектонический этап начался в олигоцене и сопровождался регрессией моря. Он характеризуется постепенным воздыманием территории и заметным оживлением тектонических движений в конце неогена и в начале четвертичного периода. В это время вдоль Урала и Сибирского кратона сформировались надвиги и взбросы, а в пределах геосинеклизы местами произошли сбросо-сдвиги (Русское месторождение).

Образование Карского моря и наличие губ северных рек (Обь, Таз, Енисей) вероятно свидетельствует в пользу начала новейшего этапа развития Западной Сибири.

Литература

1. Бочкарёв В.С. Геологическое строение палеозойского и триасового комплексов в Пуровском регионе и перспективы их нефтегазоносности. - Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья. Тюмень - Тарко-Сале, 1995, стр. 179-206.
2. Бочкарёв В.С., Густокашин А.Н., Кутырев А.И. Структурно-геодинамические связи Западной и Восточной Сибири.//Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.:ГЕОС, 2000, С. 69-70 (Материалы XXXIII Тектонич. Совещ.; Т.1)

Палеогеографические и бассейново-седиментологические аспекты палеотектонического анализа (Pz₁₋₂, Восточная Якутия)

Тектонику и региональную литологию связывают особые взаимоотношения. Тектонические процессы практически создают главные объемы исследований региональной литологии. Они формируют палеогеографию, палеобассейновые структуры, фациальную зональность, во многом определяют специфику седиментологических процессов и синхронных им осадочных, вулканогенно-осадочных комплексов. При этом, конседиментационная тектоника, питая своей энергетикой на уровне седиментосферы самые разнообразные процессы, как бы растворяется в них, оставляя о себе лишь скрытую геологическую память – седиментологические критерии для последующих палеотектонических построений. Одна из главных задач региональных литологических исследований – выявление этих критериев и создание седиментологической основы для палеотектонического анализа.

Для складчатых районов Якутии литологические исследования имеют особое значение, поскольку более миллиарда лет доороженной истории развития верхояно-колымских структур скрыто, главным образом, в осадочных образованиях рифея–нижнего мела. Ясно, что расшифровать эту историю можно только на основании специального изучения литологии осадочных комплексов. В идеале палеотектоническим реконструкциям здесь должны предшествовать поэтапный палеогеографический и бассейново-седиментологический анализ (БСА), в которых сфокусированы наиболее важные для палеотектонических построений седиментологические ориентиры и критерии.

Такие исследования выполнены для раннего–среднего палеозоя (О-С₁) складчатых районов Якутии и пограничных с нею территорий. В частности, на этот период составлены 14 фациально-палеогеографических (ф.-п.) схем, дополненных БСА нижнепалеозойских (О₁-S₂) отложений. Основой этих обобщений служат материалы специальных седиментологических исследований, проведенных в разных районах Восточной Якутии.

Наиболее важное значение для палеотектонических реконструкций имеют следующие разделы литологических работ.

1. Палеогеографическое районирование рассматриваемой территории, основанное: а) на региональной корреляции климатических, эвстатических, биотических параметров; б) на анализе фациально-седиментологических связей между разновозрастными комплексами и на выделении целостных разноранговых фациально-седиментологических палеосистем.

¹ Институт геологии алмазов и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия

2. Выделение на основании ф.-п. анализа этапов и рубежей активизации тектонических процессов.

3. Выделение бассейновых и межбассейновых циклов как основы для установления тектонической цикличности и последовательной смены разных поколений осадочных бассейнов (ОБ).

4. Выделение и седиментологическая типизация систем осадочных макро- и мезобассейнов.

5. Фациально-структурные реконструкции, выделение на их основе стадий развития ОБ и анализ конседиментационно-тектонического контроля в формировании и размещении бассейновых комплексов (осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканических, минерагенических, биотических).

Из имеющихся по этим вопросам литологических материалов отметить следующие.

Все отложения раннего—среднего палеозоя Восточной Якутии формировались в пределах единой обширной ф.-п. области. Экзотических образований среди них нет. В разнотипных литокомплексах на разных участках изученной территории находит отражение одинаковая специфика главных палеогеографических параметров этого периода: устойчивое длительное существование жаркого аридного климата; абсолютное преобладание, начиная с ордовика, морских ландшафтов; единые уровни региональных трансгрессий и регрессий. Повсеместно ведущее значение для морских литоралей имела биогенная карбонатная седиментация, были широко распространены разнотипные органогенные постройки, формировались своеобразные морфоструктуры – карбонатные и рифово-карбонатные платформы. В пределах единой ф.-п. области уже в раннем палеозое существовали самостоятельные ф.-п. регионы – Ленский и Индигиро-Колымский.

Ленский ф.-п. регион соответствовал восточной части раннепалеозойского Лено-Енисейского материка. Для него были характерны: общая низкая гипсометрия, вялый тектонический режим, выровненный сглаженный рельеф и, как следствие, – длительное господство талассократических условий седиментации, низкое содержание в составе осадков терригенного материала при полном отсутствии грубообломочной кластики.

Индигиро-Колымский ф.-п. регион, начиная с ордовика, характеризовался активной тектоникой, вулканизмом, расчлененным контрастным рельефом (донным и поверхностным) с резким перепадом высот и глубин. Разрезы нижнего палеозоя в этом регионе характеризуются чрезвычайным разнообразием парагенетических ассоциаций терригенных, биогенно-карбонатных, карбонатно- и вулканокластитовых, эффузивных и эффузивно-обломочных образований широкого гранулометрического спектра, с широким развитием проксимальных гравититов. Следует отметить, что такое парагенетическое разнообразие сочетается с отчетливой седиментологической и фациальной зональностью, как латеральной, так и вертикальной. На основании ф.-п. реконструкций дела-

ется вывод о том, что Индигиро-Колымский ф.-п. регион в раннем и среднем палеозое принадлежал переходной зоне, разделявшей Лено-Енисейский материк и располагавшийся далеко от него на востоке (здесь и далее координаты современные) открытый океан. Эта переходная зона была подобна современной системе окраинных морей и поднятий, разделяющей Австралию и Тихий океан.

2. Объединяющим фактором для раннего—среднего палеозоя. Восточной Якутии являются также одинаковая последовательность, единые этапы и уровни крупных вулканотектонических событий. Наиболее существенные преобразования фациально-палеогеографических обстановок, вызванных этими событиями, происходили в E_3-O_2 , $S_2^2-D_1^1$, $D_3^2-C_1^2$.

С позднекембрийско-среднеордовикским этапом региональной вулканотектонической активизации связаны: а) первый в раннем палеозое региональный предволгинский перерыв в осадконакоплении на Сибирской платформе; б) возникновение в среднем ордовике трансструктурного пояса континентальных поднятий, протягивающегося через южные окраины Сибирской платформы, Охотский и Омолонский массивы; прекращение здесь на этом рубеже морской седиментации и установление длительного континентального перерыва; в) региональная активизация разломной тектоники, гидротермальной деятельности, рудогенных процессов, появление глубоководных бассейнов сбросового типа; г) активизация вулканической деятельности в восточных районах складчатой области.

На конец силура – начало девона приходится ранняя стадия среднепалеозойского рифтогенеза, широко проявившегося на территории Якутии. В конце силура происходит резкое повсеместное падение уровня моря, обмеление и сокращение площади морских акваторий. На отдельных участках Индигиро-Колымского региона в субазальных условиях активизируются вулканические процессы, региональное распространение получают здесь терригенные и вулканотерригенные молассовые грубообломочные толщи. В пределах этого же региона появляется Увязкинский глубоководный рифтовый бассейн с активной спрединговой зоной. Позднее, в среднем—позднем девоне, центр рифтогенной активности смещается на восточную окраину Ленского ф.-п. региона, в пределы новообразованных Верхоянской и Вилюйской палеорифтовых зон.

Конец девона – начало карбона (фамен – ранний визе) отмечены двумя событиями. Впервые в конце девона на территории Якутии появляются «настоящие» островодужные комплексы и реконструируются фрагменты активной Алазейской островной дуги (Индигиро-Колымский регион). С этого же времени в этом же регионе начинают быстро развиваться процессы погружения и углубления окраинных морских бассейнов. Впервые на территории Якутии региональное распространение получают батинальные фации с кремневой биотой. К началу визейского века эти процессы «достигают» восточной окраины Лено-Енисейского материка.

3. С позиций БСА для О-С Якутии выделяются две крупные системы ОБ: система «зрелых» ОБ и система новообразованных ОБ. Границы этих систем близко совпадали с границами ф.-п. регионов. Для «зрелых» бассейнов (Лено-Енисейская, Сетте-Дабанская, Омолоно-Охотско-Становая группы) на О-С приходятся завершающие этапы развития; для новообразованных бассейнов (Индигино-Колымская группа) начало ордовика знаменует начало нового бассейнового цикла и появление нового поколения ОБ. Начиная с ордовика, фациально-палеогеографические и бассейново-седиментологические обстановки на территории Восточной Якутии развивались на фоне и под влиянием активных вулканотектонических процессов, происходивших в этот период на южной и восточной окраинах Сибирского палеоконтинента.

А.Н.Булгатов¹

Кинематика Саяно-Байкальского и Монголо-Охотского подвижных поясов в неогее

Важной проблемой геодинамики указанных подвижных поясов является восстановление кинематики движения тектонических единиц. Кинематические схемы, предложенные разными авторами для этих поясов, взаимоисключающие. Даже по кинематике широко известных структурных швов, какими являются Главный Саянский и Монголо-Охотский, существуют противоречивые мнения.

Об истинном горизонтальном движении в подвижных поясах могут свидетельствовать покровно-складчатые дуги, которые обращены выпуклыми сторонами по направлению этих движений. Эти структуры являются ключевыми, позволяющими однозначно решить направление перемещения тектонических единиц и горных масс.

На схеме кинематики (рис. 1) выделены покровно-складчатые дуги. В их пределах установлено структурное согласие между разновозрастными комплексами. В Патомской [8, 13] и Ачитканской [3, 13] структурных дугах такое согласие наблюдается между комплексами рифея, венда – раннего силура. Формирование этих дуг началось в позднем рифее, продолжалось в раннем палеозое. Завершение их фиксируется фактом участия раннекарбонových отложений в деформационных структурах Непской зоны складок Сибирского кратона, формировавшихся под воздействием коллизионных и дугообразных процессов в подвижном поясе, и перекрытием их горизонтально залегающими позднепермскими толщами. В строении Средневитимской дуги [1, 2, 9] участвуют согласно залегающие стратифицированные комплексы рифея и венда–

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

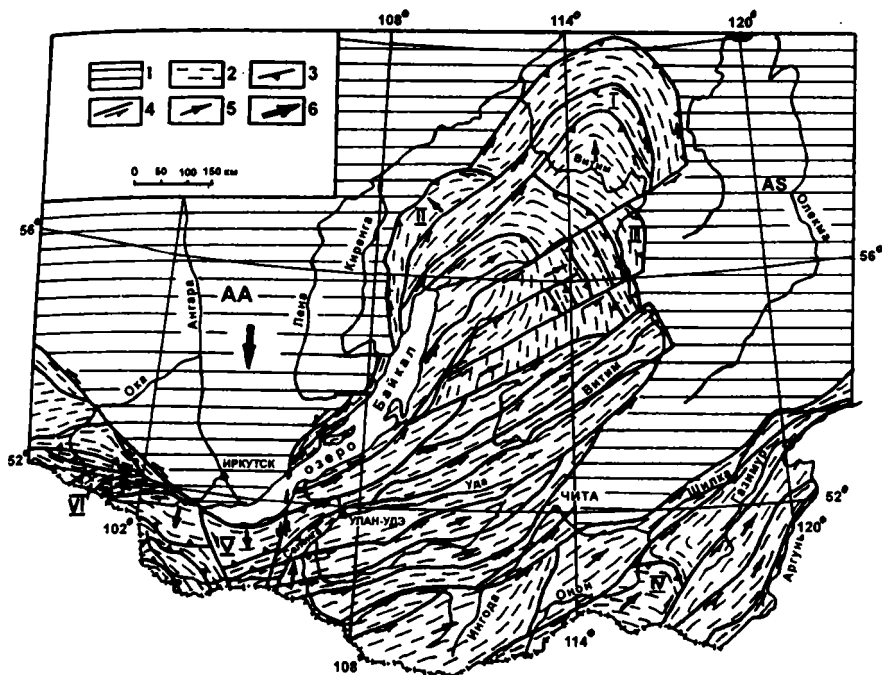


Рис. 1. Кинематическая схема Саяно-Байкальского и Монголо-Охотского подвижных поясов.

1 – Сибирский кратон (мегаблоки: AA – Ангаро-Анабарский, AS – Алдано-Становой); 2 – простираение складок и впадин; 5 – направление горизонтальных перемещений масс в подвижных поясах; 6 – направление горизонтального движения Ангаро-Анабарского мегаблока Сибирского кратона.

Покровно-складчатые дуги: I – Патомская, II – Аkitканская, III – Средневитимская, IV – Восточно-Забайкальская, V – Хамардабанская, VI – Восточно-Саянская.

кембрия. Ее формирование также началось в позднем рифее, продолжалось в раннем палеозое и завершилось, надо полагать, в позднем палеозое. Длительно и многоэтапно шло формирование Восточно-Забайкальской [4] и Хамар-Дабанской [5] структурных дуг. В их пределах комплексы от рифея до мезозоя залегают со структурным согласием. Структурное согласие между рифейским и венд-кембрийским комплексами также установлено в строении Восточно-Саянской дуги, где эти комплексы с юго-востока на северо-запад надвинуты и взброшены на Гарганский раннедокембрийский блок [7, 10, 14].

Процесс образования структурных дуг сопровождался в большинстве случаев утолщением коры (рис. 2). В границах Тонодского раннедокембрийского блока (фронтальная часть Патомской дуги) глубина залегания раздела Мохо 45–47 км, Бодайбинского синклиория (тыловая

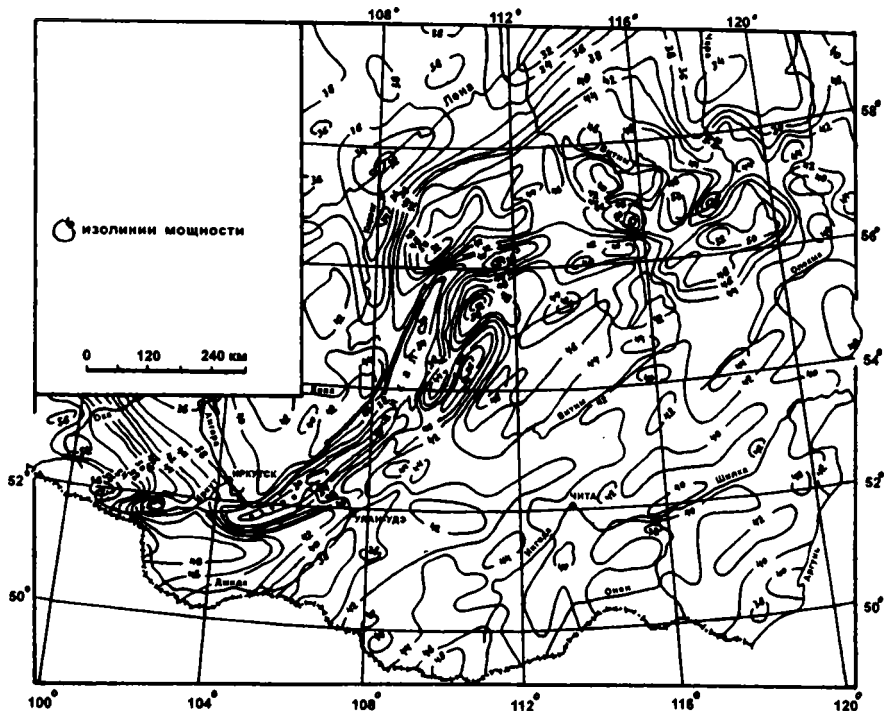


Рис. 2. Схема мощности земной коры. Составил Б.М.Письменный.

часть этой дуги) – 36–38 км [12]. Мощность коры в Ачитканской и Средневитимской дугах достигает 52 км, Хамар-Дабанской – 50 км, Восточно-Саянской – 58 км. Увеличение мощности коры происходит, скорее всего, за счет нагнетания вязкопластического вещества «базальтового» слоя. В центральной и северо-западных частях Восточного Саяна толщина коры достигает 60 км и ее увеличение коррелируется с увеличением мощности нижней коры [11].

Современный структурный рисунок Саяно-Байкальского и Монголо-Охотского подвижных поясов – результат горизонтальных перемещений тектонических единиц и горных масс по сдвигам и надвигам. Внедрение Сибирского кратона в подвижный пояс [5, 6, 10] явилось первопричиной отжимания тектонических блоков и горных масс от оси растекания и перемещения их к северо-западу – в юго-восточной части Восточного Саяна, в субмеридианальном направлении – в Байкальской горной области и к северо-востоку – в Монголо-Охотском поясе.

Литература

1. Божско Н.А., Талицкий В.Г., Кирмасов А.Б., Клочко А.А., Парфенова О.В., Королек Т.Л. Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на при-

мере Кияно-Ирокандинской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. 1999. № 4. С. 14–25.

2. Булгаков А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
3. Булгаков А.Н., Зайцев П.Ф. Ахитканская покровно-складчатая дуга (Прибайкалье) и перспективы ее нефтегазности // ДАН. 1994. Т. 336, № 5. С. 639–642.
4. Булгаков А.Н., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Восточно-Забайкальская покровно-складчатая дуга // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 6. С. 61–68.
5. Булгаков А.Н., Климух В.С. Об особенностях строения Джидинской зоны каледонид Бурятии // Геотектоника. 1998. № 1. С. 45–55.
6. Булгаков А.Н. Внедрение Сибирского кратона в Центрально-Азиатский складчатый пояс. // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 64–68. (Материалы совещ.).
7. Добрецов Н.Л. О покровной «тектонике» Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
8. Иванов А.И., Рязанов Г.В. Структурно-кинематический анализ Патомского прогиба. Новосибирск: Наука, 1992. 88 с.
9. Коваленко С.Н., Корольков А.Т., Кириллов П.Г., Лухнев А.В. Коллизийные структурные парагенезисы Муйского района // Геология и геофизика. 1995. Т.36, № 12. С. 41–49.
10. Кузьмичев А.Б. Рифейские офиолиты Китойских гольцов: Структурное положение и возраст обдукции // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 3. С. 11–25.
11. Мегакомплекс и глубинная структура Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1988. 195 с.
12. Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Глубинные сейсмические исследования на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1974. № 4. С. 71–78.
13. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ: Дис. д-ра. геол.-минер. наук в виде науч. докл. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2000. 96 с.
14. Федотова А.А. Покровно-складчатая структура юго-восточной части Восточного Саяна и этапы ее формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М: ГИН РАН, 2000. 31с.

В.В.Булдыгеров¹

Тектоническое развитие Байкало-Витимской складчатой области

Байкало-Витимская складчатая область (БВСО) заложились на раздробленном фундаменте краевой части Сибирской платформы и развивалась в течение байкальского, каледонского и герцинского тектономагматических циклов. Граница с платформой обозначена Северо-Байкальским полихронным вулканоплутоническим поясом, который формировался пульсационно с середины карелия до раннего рифея.

Байкальский цикл начался в R_2 после периода относительного тектонического покоя и продолжался до конца V. Активные тектонические процессы начались с образования вдоль окраины БВСО Байкало-Патомского, Мамско-Бодайбинского, Олоkitского, Делюн-Уранского прогибов, разделенных выступами фундамента платформы. Заполнялись они карбонатно-терригенными отложениями, в отдельные периоды проявлялся базальтовый или контрастный риолит-базальтовый вулканизм. В начале R_3 в центральной части БВСО возник Байкало-Муйский рифто-

¹ Иркутский государственный университет (ИГУ), Иркутск, Россия

генный прогиб, разделенный Северо- и Южно-Муйским блоками раннекембрийских образований на отдельные ветви. В его пределах в начале проявился интенсивный базальтовый вулканизм в лавовых и субвулканических, редко туфовых и гиалокластитовых фациях с небольшим объемом плагиориолитов (якорный² комплекс). С этими породами в современном эрозионном срезе кое-где пространственно ассоциируют протрузии гипербазитов парамского комплекса (массивы гипербазитов располагаются и среди более молодых образований, что свидетельствует об их протрудировании в два этапа).

Якорный комплекс сменился во времени вулканогенными образованиями полнодифференцированной базальт-плагиориолитовой серии с широким развитием туфов и жерловых фаций и толентовым трендом дифференциации в ассоциации с туфогенно-терригенными отложениями (устыкелянский комплекс). Вулканогенные образования слагали положительные постройки, материал с которых сносился в прогибы, в том числе и в Мамско-Бодайбинский. Затем внедрился многофазный габбро-диорит-плагиогранитовый (таллаинский) комплекс. Завершается этот этап внедрением по дугообразной системе глубинных разломов расслоенных гипербазит-анортозит-габбровых интрузивов (кедровский комплекс).

В следующий этап активно проявились процессы коллизии, сопровождаемые метаморфизмом и гранитообразованием. Этап делится на две стадии. Первая стадия приходится на вторую половину R_3 . В эту стадию формировался ирокиндинский комплекс динамосланцев. Широкое развитие получили кремнисто-щелочной метасоматоз (среднинский комплекс кварцево-полевошпатовых метасоматитов) и палингенное гранитообразование (бамбукойский комплекс). В конце R_3 и в V область вновь испытала метаморфизм, с образованием анатектических гранитоидов (лесной и малоякорный комплексы). Осадконакопление, преимущественно терригенное, продолжалось лишь в прогибах на границе с Сибирской платформой (бодайбинская и довыренская серии) и в межгорных впадинах (холоднинская и другие свиты). Кое-где проявился контрастный риолит-базальтовый вулканизм (иняптукский вулканический комплекс) с образованием вулканотектонических депрессий. Стадии разделены периодом растяжения, когда по разломам внедрились расслоенные гипербазит-габбровые интрузивы (довыренский комплекс).

Каледонский тектономагматический цикл начался на границе PR и PZ, а, возможно, в начале кембрия и закончился к D. В этот цикл главные тектономагматические события происходили к югу от БВСО, в Джидинской зоне и на ее продолжении к востоку (фрагменты сохранились вблизи Монголо-Охотского шва), где в начале кембрия формировалась офиолитовая ассоциация. В южной части БВСО близко синхронно с формированием офиолитовой ассоциации Джидинской зоны воз-

² Названия заимствованы из легенды к Муйской серии листов масштаба 1:200 000. Авторы: Н.Н. Митрофанова, В.В. Булдыгеров, А.Г. Филиппов

никили прогибы, где накапливались терригенно-карбонатные и вулканогенные мелководные отложения (олдындинская и химгильдинская свиты). Вулканогенные образования слагали стратовулканы, в строении которых принимают участие туфолоавовые, жерловые, субвулканические образования. К северу масштабы вулканической деятельности постепенно уменьшались вплоть до полного исчезновения. Здесь установился субплатформенный режим. Вначале возникли разобщенные прогибы, где в небольших объемах накапливались терригенные, существенно кварцевые отложения. Затем прогибы расширялись, соединялись друг с другом с образованием мелководного бассейна, единого с бассейном осадконакопления на Сибирской платформе и в более южных районах. Терригенное осадконакопление сменилось во времени последовательно, через переслаивание, терригенно-глинистым, терригенно-глинисто-доломитовым (сидельтинская свита), доломитовым и, наконец, известняковым (янгудская серия).

После среднего кембрия область испытала тектономагматическую активизацию. Возникло поднятие, а накопившиеся отложения подверглись складчато-разломным дислокациям. На фоне поднятия заложилась грабены, иногда имеющие вулканотектоническую природу, заполняемые пролювиально-аллювиально-озерными и вулканогенными отложениями (шумнинская свита и падринская серия). Вулканогенные образования представляют собой контрастную риолит-базальтовую серию с широким развитием туфовых, субвулканических, жерловых фаций и с признаками одновременных извержений базальтовой и риолитовой магм. На отдельных участках возникли образования типа олистостромовых, свидетельствующих о периодическом выдвигении надвиговых пластин в бортовых частях грабенов. Каледонский цикл завершился внедрением огромных гранитоидных масс (светлинский комплекс), составляющих основной объем Ангара-Витимского полихронного батолита. Формирование комплекса происходило преимущественно путем магматического замещения с образованием пород в гомодромной последовательности от диоритов до плагиогранитов и гранитов.

Герцинский цикл начался в D и завершился в конце PZ, а возможно, и в MZ. Осадочные (терригенные) отложения этого цикла на современном эрозионном срезе пока достоверно выявлены только на юге области. Наиболее древние образования герцинского цикла представлены интрузивами щелочных пород (сыннырский комплекс), внедрившимися на границе D и C по зонам глубинных разломов. Во времени их сменяет значительно более масштабный сиенит-гранитовый магматизм (конкудеро-мамаканский комплекс) с предшествующим и сопровождающим его масштабным кремнисто-калиевым метасоматозом и зональным метаморфизмом. На юге области он начался, по-видимому, в первой половине C (витимканский комплекс). На севере – главное его проявление приходится на границу C и P. С процессами гранитообразования этого периода, наиболее широко проявленного в центральной части БВСО, связано, видимо, образование надвигов и метаморфизм в краевых час-

тях области (Мамско-Бодайбинский районы). Завершается цикл внедрением субщелочных редкометалльных лейкогранитов (деминский и опорогский комплексы), возможно, мезозойского возраста и разнообразными дайковыми комплексами разного состава.

Рифей-палеозойскую историю БВСО наиболее непротиворечиво можно объяснить с позиции плюмтектоники. Плюмажи, периодически поднимающиеся от границы ядро-мантия, представляют собой поток энергии и вещества. Достигая верхних частей Земли, они приводят к растяжению и дроблению коры на раздвигающиеся блоки разного размера, что сопровождается образованием отрицательных структур и активным мантийным магматизмом. По мере истощения плюма растяжение сменяется сжатием. Блоки сближаются, экранируя остаточные порции вещества и энергии плюма. Это сопровождается вначале интрузивным магматизмом, а затем складчато-разломными дислокациями, метаморфизмом, метасоматозом и палингенезом. По мере прогрева верхних частей Земли преимущественное магнеобразование перемещается постепенно вверх с образованием гомодромного ряда магматических пород. Процессы протекают пульсационно и направлены необратимо, так как после каждого импульса эндогенной деятельности в коре и мантии возникает новая обстановка, обусловленная предшествующими событиями.

В пределах БВСО каждому циклу соответствует свой плюмаж. В байкальское время он разрядился, в основном, в мантии, генерировав большие объемы гипербазит-базитовой магмы. Лишь в последние этапы магнеобразование перемещается в пределы коры. В каледонский цикл плюмаж, сохраняя некоторую преемственность, имел несколько другую конфигурацию и потому проявился по другому тектоническому плану. Герцинский цикл развивался частично унаследовано от каледонского. В обоих последних циклах главные события происходили в коре.

Исследования проводились при частичной поддержке РФФИ (проект № 00-05-64676).

В.А.Буш¹, Ю.Г.Гатинский²

Источники современной геодинамической активности в Северной Евразии

Гетерогенное строение территории Евразии, разная степень вовлечения отдельных структур ее в тектоническую переработку под действием различных факторов вызывают неравномерное проявление новейших геодинамических напряжений. Изучению современной геодинамики

¹ НПП «Аэрогеофизика» Министерство природных ресурсов РФ, Москва, Россия.

² Государственный геологический музей (ГГМ) РАН, Москва, Россия.

этого континента способствовало создание в Государственном геологическом музее им. В.И. Вернадского электронного геодинамического глобуса масштаба 1:10 000 000. Анализ глобуса показывает, что наиболее сейсмичны юго-западная, южная и восточная окраины континента, где Евразийская плита взаимодействует с Африканской, Аравийской, Индо-Австралийской и Тихоокеанской вдоль зон коллизии и субдукции. Вместе с тем, на отдельных участках активные разломы, сопровождаемые проявлениями повышенной сейсмичности, проникают далеко в глубь континента, например, на северо-востоке, в Забайкалье, Восточном Китае и Центральной Азии.

По плотности размещения эпицентров землетрясений в Северной Евразии условно могут быть выделены участки с высоко интенсивной (среднегодовое число землетрясений с магнитудой 4.0 и более ≥ 0.5 на площади 10 000 км²) и с относительно слабой (< 0.5 землетрясений на 10 000 км²) сейсмичностью.

Проявление новейших геодинамических процессов на этой территории, на наш взгляд, определяют следующие главные факторы: 1) раскрытие в кайнозое Арктического океанического бассейна в результате спрединга в хребте Гаккеля на севере; 2) субдукция в позднем мезозое – кайнозое Тихоокеанской литосферной плиты под Евразийскую и формирование связанного с этим комплекса аккреционных геологических структур на восточной окраине континента; 3) коллизия в пределах Альпийско-Гималайского пояса на юге, прежде всего в Гималаях и на Памире, где происходит столкновение Индии с Евразией, и западнее в Загросе, на Кавказе и в Южной Европе, где наблюдается взаимодействие с Аравией и Африкой, а также отражение этих процессов в современной активности Центрально-Азиатского пояса и европейских палеозонд; 4) крупные перемещения по сдвигам отдельных фрагментов коллизионных и аккреционных складчатых поясов, нередко проникающие далеко за их пределы и служащие проводниками сейсмической активности в глубь континента; 5) раскрытие в результате спрединга Атлантического океана на западе; 6) развитие локальных термально-плотностных неоднородностей в верхней мантии под Евразийским континентом (горячих точек, мантийных плюмов), обуславливающих проявление позднемезозойского–кайнозойского внутриплитного магматизма и сейсмичности за пределами активных зон.

Рассмотрение современной геодинамической активности Северной Евразии по отдельным регионам и зонам позволяет сделать ряд выводов.

1. Проградиация оси растяжения Арктического бассейна к юго-востоку вдоль Момского рифта и других структур в хребте Черского, устанавливаемая по структурным и сейсмическим данным [1, 2], предопределена особенностями строения коры и, по-видимому, литосферы в целом в этой зоне, где на протяжении большей части палеозоя и в раннем мезозое находилась пассивная окраина Сибирского континента. Другая слабосейсмичная зона проходит вдоль Северной Камчатки, по-

бережья Корякии и Чукотки, отделяя от основной части Северо-Американской плиты микроплиту Берингова моря. Активность ее проявляется в подвижках по отдельным разломам и системам надвигов, разделяющих относительно небольшие тектонические блоки (террейны) в береговых Корякских хребтах. В целом Северо-Американская плита, судя по преобладанию правых сдвигов на ее границах, вращается в настоящее время против часовой стрелки.

2. Активность восточной окраины Евразии связана прежде всего с взаимодействием Тихоокеанской и Евразийской плит и с перемещением по сдвигам в переходной зоне отдельных микроплит (Охотской, Япономорской, Амурской). Самые сильные и глубокофокусные землетрясения в пределах активной окраины приурочены либо к участкам погружения наиболее древней океанической литосферы (Южные Курилы, Северная Япония [3]), либо к крупным диагональным сдвигам (Сахалин–Хоккайдо, Фосса-Магна и др.).

3. В пределах восточной части Центрально-Азиатского региона наиболее активны Байкальская рифтовая зона и ее продолжения на северо-восток и юго-запад. Наряду с этим, локальные «всплески» сейсмической активности происходят в узлах пересечения или сочленения разломов различных простираний (у оз. Убсу-Нур на севере Монголии, к северу от Ордоса в Китае). К юго-западу от Байкала активную роль играют протяженные правые сдвиги северо-западного и субширотного простирания. Левосторонние смещения становятся преобладающими только начиная с зоны Алтын-Тага. Под давлением Памирского выступа Индийского континента–индентора [4] по обе стороны от него происходит перераспределение и смещение горных масс по левым сдвигам на западе и по правым на востоке, крупнейшим из которых является Таласо-Ферганский. В целом, современная геодинамика центральной и восточной частей Центрально-Азиатского пояса, помимо давления Индии, определяется вращением по часовой стрелке блока Сибирской платформы и Амурской микроплиты. По-видимому, такие перемещения главных блоков накладывают устойчивый поворот северных и восточных частей Евразии по часовой стрелке на протяжении позднего палеозоя и почти всего мезозоя, отчетливо устанавливаемый по палеомагнитным данным [5, 6].

4. Современную геодинамику центральной части Альпийско-Гималайского пояса от Альп до Афганистана определяют крупные надвиги и продольные сдвиги, преимущественно правые [7], а также ряд поперечных разломов. Среди последних наиболее значительным является левосторонний сдвиг, пересекающий Восточную Анатолию, Кавказ и предположительно уходящий в северную часть Каспийского моря. Континентом–индентором служит Аравия, поворачивающаяся при коллизии с Евразией против часовой стрелки [4]. Ряд более мелких блоков в пределах пояса также испытывают вращение под влиянием коллизии. На их границах в узлах пересечения разломов различных направлений происходят сильнейшие землетрясения (Ашхабад, Спитак, Вранча).

5. На западной окраине континента наиболее протяженными и впечатляющими являются: система активных правых сдвигов, проходящая от Шотландии на северо-северо-восток вдоль побережья Норвегии и края шельфа к Шпицбергену, и Центрально-Европейская рифтовая система, включающая грабен Осло, рейнские грабены и ряд структур растяжения на юге Франции. Существует точка зрения, что процессы рифтогенеза в Центральной Европе вызваны в основном движениями в Альпийско-Гималайском поясе, в частности, действием индентора Апулийской плиты, породившего складчатость Альп [4]. Но в последнее время методами сейсмической томографии установлено распространение под этими рифтами очагов разогретого и разуплотненного мантийного вещества, поднимающегося к поверхности и вызывающего воздымание и растяжение верхних слоев земной коры [8]. Изучение магматических пород рифтов также подтверждает их кристаллизацию из расплавов мантийного происхождения. Следовательно, источники современной геодинамической активности располагаются не только в пределах литосферы, где происходит взаимодействие плит и блоков различных размеров при процессах спрединга, субдукции, коллизии, но также в более глубоких горизонтах, где зарождаются восходящие мантийные потоки, резко повышающие энергетику геодинамических процессов в верхних горизонтах литосферы [9].

6. Многочисленные локальные проявления слабой сейсмичности во внутренних частях континента за пределами рассмотренных активных зон и поясов могут быть разделены на три группы. По крайней мере часть из них на северо-западе Восточно-Европейской платформы связана с изостатическим поднятием Балтийского щита после последнего оледенения. Другие – в Предуралье, на севере Европейской России и в отдельных районах Сибирской платформы – отражают, по-видимому, унаследованную активность древних (рифейских) рифтов и авлакогенов. Сейсмические ареалы на Урале, в районах Новой Земли, п-ова Ямал, Обской губы, Северной Земли, Аральского моря скорее всего также сопряжены с подвижками отдельных блоков консолидированной коры вдоль разрывных нарушений, наследующих более древние неоднородности в структурном плане континента. В то же время, на юге Сибирской и на севере Северо-Китайской платформ такие ареалы слабой сейсмичности могут иметь, подобно Центрально-Европейским, глубинное происхождение, ибо к ним часто приурочены поля развития четвертичных щелочных базальтов мантийного генезиса [10, 11]. Таким образом, новейшая геодинамическая активность Северной Евразии является следствием процессов, происходящих на коровом, литосферном и мантийном уровнях.

Авторы благодарны за предоставление данных по плотности землетрясений В.Г.Кособокову и за конструктивное обсуждение проблемы – Д.В.Рундквисту, в рамках научной школы которого (проект № 00-15-98535) выполнено данное исследование.

Литература

1. Fujita K., Cambrey F.M., Velbel M.A. Tectonics of the Laptev sea and Moma rift systems, North-eastern USSR // *Marine Geology*. 1990. V. 98. P. 95–118.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Активные разломы и современная геодинамика сейсмических поясов Якутии // *Геотектоника*. 1994. №2. С. 59–71.
3. Гатинский Ю.Г., Вladoва Г.Л., Рожкова В.В. Сейсмичность и металлогения конвергентных границ плит в зонах субдукции // *ДАН*. 2000. Т.371, №6. С. 806–810.
4. Kott M.J. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Научный мир, 1997. 314с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
5. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 196 с.
6. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан (петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере). М.: ОИФЗ РАН, 1995. 297 с.
7. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир. 1999. 252 с.(Тр. ГИН РАН; Вып. 514).
8. Granet M., Wilson M., Achauer U. Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. No 136. P. 281–296.
9. Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., Мирлин Е.Г., Ряховский В.М. Геодинамика XXI века и полезные ископаемые // *Наука в России*. 1998. №6. С. 4–12.
10. 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.
11. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий в Байкальской рифтовой системе с событиями на юго-востоке Евразийской плиты // *Геотектоника*. 1998. №4. С. 25–40.

**В.А. Быкадоров¹, Ю.А. Волож²,
Н.В. Милитенко³, О.А. Федоренко¹**

Особенности формирования и нефтегазоносности позднепалеозойских осадочных бассейнов Центральной Евразии

Доклад составлен по материалам Атласа литолого-палеогеографических, палинспастических и структурных карт Центральной Евразии масштаба 1:2 500 000. Характеристика атласа дается в настоящем сборнике.

Рассматриваемая территория является центральной частью современной Евразийской литосферной плиты. На западе расположена Восточно-Европейская платформа с архейско-раннепротерозойским фундаментом. Юго-восточная часть Прикаспийской впадины и территории до Большого Кавказа и Копет-Дага имеют байкальский фундамент. Эти территории в течение всего фанерозоя составляли часть единого Восточно-Европейского континента. На юго-востоке расположена древняя доиниийская Таримская платформа. Урало-Южно-Тянь-Шаньский позднпалеозойский складчатый пояс маркирует зону столкновения Восточно-Европейской и Таримской континентальных плит с Казахстанским раннпалеозойским микроконтинентом в среднем карбоне. С востока к

¹ Геологическая компания ЮГТЕО, Алматы, Казахстан.

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

³ Министерство природных ресурсов РФ, Москва, Россия.

Казахстанской плите примыкает Джунгаро-Балхашская складчатая область, возникшая в конце карбона на месте океанического бассейна. С северо-востока Казахстанская плита ограничена Обь-Зайсанской позднепалеозойской сутурой, отделяющей ее от Сибирской плиты.

В пределах Центральной Евразии расположен ряд палеозойских осадочных бассейнов (впадин), в том числе нефтегазоносные – Прикаспийский, Чу-Сарысу́йский, Таримский, Джунгарский и южная часть Предуральского.

Прикаспийский бассейн (как и Предуральский) расположен на восточной пассивной окраине Восточно-Европейской платформы (континента). С юго-запада и юго-востока Прикаспийская впадина ограничена складчатыми поднятиями, возникшими на месте Донецко-Туаркырского позднепалеозойского и Тугаракчанского нижнепалеозойского авлакогенов. На востоке часть впадины и Предуральского прогиба перекрыта палеозойскими покровами.

Главной особенностью Прикаспийской впадины является длительное, на протяжении всего фанерозоя, опускание с накоплением огромной (до 20 км) осадочной толщи. С позднего девона до ранней перми Прикаспийская впадина и Предуральский прогиб развивались в условиях дефицита обломочного материала, что привело к образованию глубоководного бассейна. В условиях недокомпенсации во впадине, в Предуральском прогибе и в прогибах шельфа платформы накапливались битуминозные глинисто-мергельные породы. По периферии накапливались преимущественно карбонатные шельфовые породы. В конце ранней перми в связи со складкообразованием и орогенезом Прикаспийская впадина превратилась в лагуну с накоплением солей мощностью 3–4 км. В последующее время, вплоть до неогена, продолжалось погружение впадины с общей амплитудой 5–8 км.

Чу-Сарысу́йский бассейн располагается в центральной части Казахстанского микроконтинента на докембрийском Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньском блоке, существенно переработанном в раннем палеозое и девоне. В разрезе выделяются следующие толщи: лагунно-соленосная фамена – низов турне (500–800 м) с дайками щелочных базальтов; терригенно-карбонатная шельфовая, местами угленосная нижнего карбона (до 2 км); озерно-аллювиальная преимущественно красноцветная терригенно-карбонатно-соленосная среднего – карбона-перми (до 2 км). Формированию бассейна предшествовал девонский континентальный рифтогенез с вулканизмом. Бассейн сформирован в основном в коллизионный этап (C_2 -P), когда Казахстанский микроконтинент почти со всех сторон был окружен вулканическими орогенными поясами. Важная роль в формировании структуры бассейна принадлежит правым сдвигам северо-западного направления (Главный Каратауский, Джезказган-Кокшетауский), активно работавшим в перми – ранней юре и в неогене. Амплитуда сдвигов достигает многих десятков километров. Эти сдвиги подтверждаются смещением фациальных зон в фамене и перми. Нередко сдвиги сопровождаются надвигами. Так установлен сдвиго-надвиго-

вый характер Западно-Улутауского разлома. В связи с этим доказан пермский возраст соли Сарысуйских соляных куполов.

В Чу-Сарысуйской впадине в фане – нижней перми выявлен ряд мелких месторождений газов. Их формирование обусловлено в основном угленосными породами низов карбона и соленосной покрывкой нижней перми.

Таримский бассейн отличается сложным строением [2]. Формирование осадочного чехла происходило с позднего докембрия (синия) до неогена. Общая мощность чехла достигает 14 км, из них около 9 км приходится на триас-неогеновые континентальные отложения. Наиболее погруженные части бассейна расположены у подножий горных хребтов Тянь-Шаня и Куньлуня. Эти хребты сформированы в неоген-четвертичное время и местами надвинуты на Тарим. Таримский бассейн охватывает весь Таримский микроконтинент. На протяжении синия – ранней перми Таримский микроконтинент развивался обособленно, имея пассивные континентальные окраины. В синии, кембрии и ордовике на Тариме накапливались шельфовые карбонаты, по периферии – флишевые или черносланцевые толщи. В конце ордовика произошло столкновение с Куньлуньской островной дугой, что привело к складчатости и осушению более половины микроконтинента. Силурийско-девонский разрез Тарима прибрежно-морской, терригенный (700–800 м). В раннем–среднем карбоне на большей части Тарима накапливаются шельфовые терригенно-карбонатные породы мощностью до 800 м. В верхнем карбоне начинается коллизия Таримского и Казахстанского микроконтинентов. Это привело к осушению значительной части Тарима и к формированию глубоководных остаточных морских бассейнов по северной окраине Тарима и в пограничной Джунгарской впадине с накоплением мощных флишеидных толщ (до 3–4 км) с пачками битуминозных сланцев. Аналогичная пермь известна в Зайсанском и Восточно-Илийском прогибах. Не исключено, что это части Джунгарского остаточного бассейна, оторванные по сдвигам в поздней перми–триасе. В это время широко проявлен орогенный магматизм, а в ранней перми – и рифтогенный, базальтовый. В поздней перми в западной и северной частях Тарима шло накопление озерно-аллювиальных грубообломочных толщ, на востоке местами проявлен кислый эффузивный магматизм. На протяжении мезозоя и кайнозоя в пределах Таримского и Джунгарского бассейнов господствовали континентальные условия. Для нефтегазосности важным этапом был триас-юрский, когда была сформирована сероцветная серия терригенных озерно-аллювиальных пород мощностью до 5 км. В этой толще имеются мощные пласты углей, горючих сланцев и черных глин, являвшихся, наряду с палеозойскими, генераторами нефти и газа.

Различные геотектонические и палеогеографические условия палеозойских осадочных бассейнов обусловили их разную насыщенность углеводородами.

Прикаспийский и Предуральский бассейны образуют единую нефтегазоносную провинцию, расположенную на пассивной окраине Восточно-Европейского континента на границе с Уральским палеоокеаном. Эта провинция характеризуется устойчивым прогибанием в палеозое и морскими условиями осадконакопления, широким развитием битуминозных пород, региональной соляной покрывшей. Около 80% углеводородов сосредоточено в верхнем девоне–нижней перми, главным образом в рифогенных структурах. Вертикальная миграция углеводородов сформировала месторождения нефти в верхней перми – мезозое. К этому типу нефтегазоносных провинций, по нашему мнению, относятся палеозойские Восточно-Африканская, Северо-Африканская, Западно-Северо-Американская и мезозойские Аму-Дарьинская, Кавказско-Мангышлакская.

Чу-Сарысуйский газоносный бассейн расположен в центральной, более устойчивой части раннепалеозойского Казахстанского континента. Чехол сформирован в шельфовых и континентальных условиях в позднем девоне – перми и поэтому обладает низким нефтегазогенерационным потенциалом. Это объясняет наличие здесь небольших запасов газа.

Юго-западная часть Восточно-Европейской плиты, известная как Скифско-Туранская молодая платформа, в позднем палеозое и триасе была активной. Это привело к разрушению основной части девонско-карбонных углеводородов или миграции их в мезозойские и кайнозойские толщи. Крайне-континентальные части Казахстанского микроконтинента в карбоне – перми также были активными, в связи с этим они имеют незначительные перспективы нефтегазоносности.

Таримский бассейн расположен на досинийском микроконтиненте. По площади и объему осадочного выполнения он близок Прикаспийскому. В палеозое осадконакопление было неустойчивым, преимущественно мелководно-морским, с частыми перерывами и несогласиями. Современная структура бассейна сформирована в основном в процессе кайнозойской коллизии Индостана и Евразии. Многочисленные тектонические нарушения, несогласия и отсутствие региональных покрывок привели к рассеиванию палеозойских углеводородов по всему разрезу и, частично, к их потере. Поэтому потенциальные запасы углеводородов в Тариме должны оцениваться как менее значительные, чем в Прикаспийской впадине.

Таким образом, анализ истории формирования осадочных, в первую очередь, нефтегазоносных, бассейнов, показывает, что при их классификации необходимо учитывать не столько современную геодинамическую обстановку, но и палеогеодинамическую [1].

Литература

1. Карта нефтегазоносности мира: Объяснительная записка. М., 1994.
2. Jia Chengzao et al. Tectonic characteristics and petroleum Tarim basin, China. Beijing, 1997.

Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза

Одна из важнейших закономерностей тектонических процессов проявляется в периодической смене региональных механизмов деформации (взбросовых, сдвиговых, сбросовых), контролирующих этапы и стадии развития региональных и локальных тектонических структур. Ведущим фактором смены механизмов процесса является непрерывно-прерывистое развитие тектонических «импульсов», определяющее квазициклические изменения тектонического поля напряжений на последовательных циклах и фазах деформации. Проявление каждого цикла ($\chi\upsilon\chi\lambda\omicron\varsigma$ – круг, кругооборот) деформации контролируется условием длиннопериодной устойчивости главных осей ($T_{\sigma}^{per} = \text{const}$) тензора напряжений регионального ранга, а фазы ($\phi\alpha\varsigma\iota\varsigma$ – проявление, появление) деформации – короткопериодной устойчивости осей главных нормальных напряжений ($|\sigma_1^{per}, \sigma_2^{per}, \sigma_3^{per}| = \text{const}$) тензора во времени и пространстве (рис. 1).

Смена фаз в течение цикла деформации обусловлена непрерывным изменением характеристик тектонического «импульса» – соотношений между главными нормальными напряжениями ($\sigma_1^{per}, \sigma_2^{per}, \sigma_3^{per}$) в интервалах значений от (–1, условий максимального «растяжения») до (+1, условий максимального «сжатия»). Предельными значениями интервалов определяются условия инверсионной переиндексации ($|\sigma_1^{per}, \sigma_2^{per}, \sigma_3^{per}| \neq \text{const}$) главных осей ($T_{\sigma}^{per} = \text{const}!!!$) тензора напряжений. Явлением инверсионной переиндексации обуславливается унаследованная смена региональных механизмов деформации (взброс, сдвиг, сброс) на границах фаз цикла (рис. 2). Перерывы в унаследованной смене механизмов связаны с изменением ориентации главных осей тензора напряжений ($T_{\sigma}^{per} \neq \text{const}$) на последовательных циклах деформации. Непрерывно-прерывистое – эволюционное развитие условий деформации сопровождается унаследованным формированием трещиноватости. Объективным признаком унаследованного развития процесса является феномен геометрического подобия систем трещин в горных породах и микротрещин в минералах этих пород [1].

Закономерная устойчивость иерархических соотношений, связывающих цикловые и фазовые характеристики тектонического поля напряжений во времени и пространстве, определяет возможность реконструкции условий последовательного изменения механизмов деформации в процессе тектогенеза. На рис. 1 приведена принципиальная схема изменения эллипсоидов напряжений в течение кайнозойского цикла деформации, основанная на результатах тектоно физического анализа де-

¹ Московская государственная геологоразведочная академия (МГГА), Москва, Россия.

² Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия.

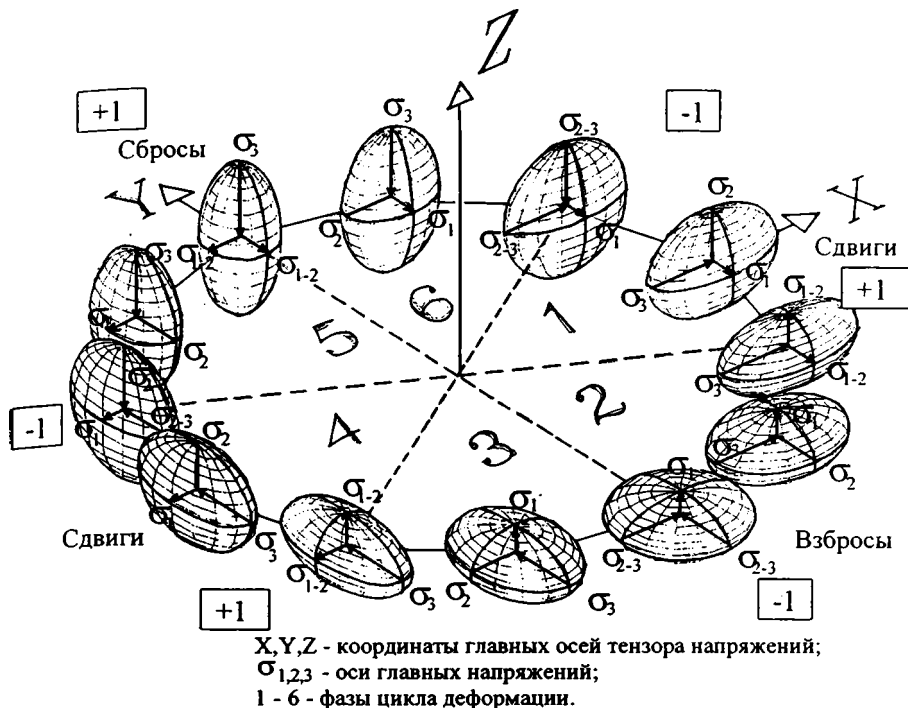
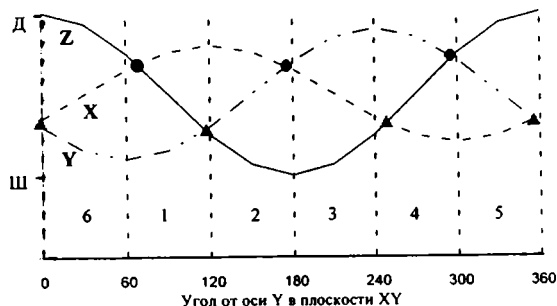


Рис. 1. Схема изменения соотношений между осями (σ_1^{per} , σ_2^{per} , σ_3^{per}) главных нормальных напряжений в течение цикла деформации

формационных процессов в одном из ультрамафитовых массивов Ватыно-Вывенской сутуры Корякского нагорья. Массив сложен комплексом пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации, характеризуется хорошей сохранностью геологической структуры и залегает с признаками тектонического несогласия среди флишеидных пород верхнего мела. Возраст габброидов, предположительно, относят к эоцену [2].

Геолого-структурное развитие массива связано с изменением механизмов его деформации в ходе последовательного выдвигания из зон глубинного тектогенеза. Тектонофизические реконструкции условий проявления этих механизмов выполнены по полевым данным о направлениях смещений блоков горных пород, ориентации хромитовых жил и прожилков, а также, систем трещин кливажа. Результаты реконструкций согласуются с геолого-структурными данными о развитии массива и с реконструкциями современных условий нагружения региона. Так, ориентировки разнообразных систем трещин кливажа контролируются условиями ориентации осей «сжатия» и «промежуточного» напряжения (соответственно, σ_3^{per} и σ_2^{per}) на одной из наиболее ранних фаз деформации массива. Залегание интрузивных контактов горных пород контро-



X, Y, Z - изменения компонент тензора напряжений;
 1 - 6 - фазы цикла деформации;
 Д - девиаторная и Ш - шаровая составляющие тензора.
 Точки инверсии: ● - $\sigma_2 \rightleftharpoons \sigma_3$, ▲ - $\sigma_1 \rightleftharpoons \sigma_2$.

Рис. 2. Изменение компонент тензора напряжений в течение цикла деформации

лируется условием ориентации оси «растяжения» (σ_1^{per}) на фазах деформации, синхронных с интрузиями. Простирание границ новейших поверхностей выравнивания в рельефе массива контролируется ориентацией плоскостей «сжатия» (σ_3^{per}) и максимальных касательных напряжений (τ_{max}) на новейших фазах деформации. Ориентация осей главных напряжений ($\sigma_1^{\text{per}}, \sigma_2^{\text{per}}, \sigma_3^{\text{per}}$) на заключительной стадии деформации массива соответствует ориентации тектонических напряжений, реконструированных по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений.

Развитие кайнозойского этапа тектогенеза происходило в течение восьми стадий, характеризующихся унаследованным изменением региональных механизмов деформации массива. Изменение механизмов связано с непрерывным проявлением шести фаз полного цикла деформации в следующем порядке: 1 фаза—сдвиг→ 2 фаза—взброс→ 3 фаза—взброс→!!! →2 фаза—взброс→ 1фаза—сдвиг→ 6 фаза—сброс→ 5 фаза—сброс→ 4 фаза—сдвиг. Смена фаз происходила в условиях неизменной ориентации главных осей тензора напряжений (X, Y, Z) в течение всего цикла. Явное несоответствие между количеством стадий тектогенеза и фаз деформации связано с изменением «прямого» порядка смены фаз на «обратный», наступившим после проявления 3-й фазы деформации и обусловившим увеличение числа стадий до восьми. Геологическую природу этого изменения, скорее всего, следует связывать с инверсией условий развития (закрытием) магматической камеры после внедрения габброидов на 3-й фазе деформации.

Полный цикл деформации реализуется в закономерном изменении формы и ориентировки эллипсоидов напряжений при непрерывной пульсации соотношения между величинами главных нормальных напряжений (от -1 до $+1$) на границах фаз. Непрерывность развития процесса деформации выражается в унаследованном сохранении ориента-

ции одной из осей главных напряжений ($\sigma_1^{\text{per}}, \sigma_3^{\text{per}}$) эллипсоида и сменой индекса другой оси на индекс (σ_2^{per}) промежуточного напряжения в «соседних» фазах. Плавность переходов между фазами подчеркивается также выравниваем величин между одним из главных напряжений ($\sigma_1^{\text{per}}, \sigma_3^{\text{per}}$) и промежуточным напряжением (σ_2^{per}) в эллипсоидах напряжений на границах фаз. Эти равенства ($\sigma_3^{\text{per}} \Leftrightarrow \sigma_2^{\text{per}}, \sigma_1^{\text{per}} \Leftrightarrow \sigma_2^{\text{per}}$) являются условием появления «точек инверсии» (рис. 2) в компонентах девиатора напряжений и, соответственно, реализации инверсионных механизмов смены фаз, когда деформируемый объем находится в состоянии одноосного нагружения («максимального растяжения» или «максимального сжатия»).

Рассмотренные закономерности развития условий деформации являются объективными данными, дополняющими представления о природе периодической изменчивости тектонических явлений. При этом результаты тектонофизического анализа позволяют не только конкретизировать соотношение системных понятий этап–стадия тектогенеза и цикл–фаза деформации, но и количественно оценивать кинематические условия развития геологических объектов при проведении прикладных исследований.

Литература

1. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Условия размещения благородных металлов в поле син-рудных деформаций расслоенного массива. В сб. памяти М.В.Гзовского М.: Наука, 2000.
2. Алексеев Э.С. и др. Объяснительная записка к листу геологической карты 1:200 000, Л.: Недра, 1979.

Е.В. Васильева¹

Тектоника Черноморско-Кавказско-Каспийского региона

Одной из главных структур Черноморско-Кавказско-Каспийского региона является складчатая система Большого Кавказа, протягивающаяся на 1300 км в ЗСЗ–ВЮВ направлении, занимая перешеек между Черным и Каспийским морями. На севере к фронту надвигов Большого Кавказа через краевые прогибы – Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский – примыкает Скифская платформа, а на участке между Индоло-Кубанским и Терско-Каспийским прогибами Большой Кавказ непосредственно смыкается с ней. Внутри Кавказа во многих местах обнажаются домезозойские комплексы пород, отвечающие либо микроконтинентам, либо небольшим отторженцам древнего основания, включенным в покровно-складчатую структуру пояса. К числу таких выступов относятся

¹ НИПИОкеангеофизика, Геленджик, Россия.

рифейские и палеозойские структуры Передового и Главного хребтов Большого Кавказа. Примечательно, что эти выступы похожи на примыкающие области герцинид Евразии и имеют бесспорно евразийское происхождение.

Следующая структурная единица Кавказа – Закавказский срединный массив. Его фундамент, образованный метаморфическими образованиями и гранитами, выступает в Дзирульском поднятии. Контуры Закавказского массива могут быть намечены лишь приблизительно, поскольку он перекрыт отложениями Куринской и Рионской впадин. Южная его граница совпадает с Севано-Акеринской офиолитовой зоной. Северная граница массива проходит вдоль южного склона Большого Кавказа. Юго-запад Большого Кавказа (Гагро-Джавская зона), судя по составу пород, принадлежит тому же Закавказскому массиву и был отчленен от него и вовлечен в новейшую складчатость и поднятие лишь в самое последнее время.

Одним из наиболее принципиальных структурных элементов Закавказья является Малокавказская (Сомхето-Агдамская) вулканическая дуга. Она располагается, в основном, на цоколе Закавказского массива и сложена вулканогенными образованиями юрско-мелового возраста. Прослеженная южнее Севано-Акеринская офиолитовая зона является швом между Закавказским массивом и расположенным южнее Нахичеванским блоком. Последний сложен, в основном, палеозойскими породами, хотя здесь есть и докембрийские породы, представленные метаморфическими толщами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

После столкновения Нахичеванского блока с Малокавказской дугой вся область Малого Кавказа была занята новой вулканической дугой – Аджаро-Триалетской, совпадающей с одноименной складчатой зоной. Сложена эта зона мощной толщей меловых вулканитов андезито-дацитового состава, верхнеэоценовых известняков, палеоцен-нижнеэоценового туфогенного флиша, средне- и верхнеэоценовых субщелочных и щелочных вулканических образований. На востоке вулканический пояс протягивается в район Восточного Понта. Расположенная в крайней юго-восточной части Азербайджана Талышская складчатая область имеет большое сходство с Аджаро-Триалетской зоной.

К северу от Аравийской платформы и к югу от Черноморского региона в пределах Анатолийской плиты прослеживаются две складчатые зоны – Анатолиды и Тавриды. Первая зона охватывает районы Центральной Анатолии, характеризующиеся широким выходом на поверхность метаморфических образований, первоначально относившихся в основном к докембрию. Эта зона интерпретируется как зона срединных массивов – Мендересского, Киршехирского и т.д. Вторая зона, Тавриды, сложена толщей терригенно-карбонатных отложений палеозоя и мезозоя, перекрытой мезозойским офиолитовым и палеогеновыми флишевыми комплексами. Эта зона достаточно деформирована и на востоке надвинута на северный край Аравийской платформы.

Таким образом, по уже известным реконструкциям [1, 3], на протяжении палеозоя и мезозоя Черноморско-Кавказско-Каспийский регион представлял собой активную континентальную окраину Европы типа северо-западного побережья современного Тихого океана. В течение палеогена этот регион продолжает оставаться активной континентальной окраиной. От окраины западнотихоокеанского типа ее отличает главным образом отсутствие обширной океанической области. Однако между сближающимися Евразийской и Африкано-Аравийской плитами существовал морской бассейн типа Средиземного моря (бассейн системы Загрос–Тавр). Зона субдукции, ограничивающая активную окраину с юга, проходит в мезозое вдоль северного края замыкающегося Анатолийско-Малокавказского океанического бассейна, а в палеогене смещается на юг, в пределы бассейна системы Загрос–Тавр. Соответственно смещаются на юг и области магматической активности, связанные с функционированием наклоненных на север зон субдукции.

В тылу мел-палеогеновых андезитовых поясов развиваются рифтовые трог Черноморско-Аджаро-Триалетский и Талыш-Южно-Каспийский – области интенсивного растяжения и базальтового вулканизма. Полученные материалы детальной дифференциальной гидромагнитной съемки, выполненные в 1991–1992 гг. Южморгеологией в северной и восточной частях Черного моря, подтвердили сложный характер аномальной зоны, именуемой как Алуштинско-Батумский максимум, прослеженной через всю Восточно-Черноморскую впадину в северо-западном направлении. Наличие в этой зоне нескольких уровней магнитоактивных тел с идентичным характером намагничивания свидетельствует также о последовательных внедрениях магнитоактивных масс.

К позднему миоцену относится начало новейшего этапа развития Кавказа с интенсивным воздыманием хребтов Большого и Малого Кавказа. Тогда, когда произошло окончательное столкновение Африкано-Аравийской и Евразийской плит (раскрылось Красное море), и возникло современное покровно-складчатое сооружение Кавказа. Этот период характеризуется новой вспышкой вулканической активности. Магматизм охватил большую часть территории Турции. На Кавказе выделены две вулканические области: центральная часть Большого Кавказа (район Казбека и Эльбруса) и обширный вулканический район Армянского нагорья.

Современное взаимодействие литосферных плит привело к возникновению между Аравийской и Евразийской плитами микроплит, таких как Малокавказская, Черноморская, Южно-Каспийская, Анатолийская, взаимодействие которых прежде всего отражается в повышенной сейсмичности региона. Именно зоны повышенной сейсмичности и проявления магматизма, а также протяженные разломы приняты исследователями [2] за границы между плитами и микроплитами.

Так, южной границей Черноморской микроплиты является Северо-Анатолийский разлом и связанный с ним одноименный пояс сейсмич-

ности. Граница между Африкано-Аравийской плитой и Малокавказской и Анатолийской микроплитами проходит по системе надвигов (горы Тавра и Загроса), обрамляющих Аравийскую платформу, а также по Левантийскому разлому. Внутренние границы между Черноморской, Малокавказской, Южно-Каспийской микроплитами были предположительно проведены, в основном, по двум поперечным сейсмическим зонам – Транскавказской и Западно-Каспийской. Транскавказская зона совпадает с предполагаемым разломом северо-восточного направления. Западно-Каспийская зона сейсмичности протягивается от хребта Талыш до подножия Большого Кавказа. С этой зоной совпадают молодые складчатые деформации, захватывающие современные осадки Южно-Каспийской впадины. Анатолийская микроплита граничит с Малокавказской по предполагаемому разлому, занимающему промежуточное положение между юго-восточной ветвью Северо-Анатолийского разлома и Главным надвигом Загроса. В районе этого разлома развиты поля неоген-четвертичного вулканизма.

Граница между Европейской плитой и Черноморской, Малокавказской и Южно-Каспийской микроплитами была проведена в Черном море по надвигам, прослеженным вдоль южного борта Горного Крыма, юго-западного борта Западного Кавказа, на суше – по надвигам Большого Кавказа. Эта граница маркируется протяженной Крымско-Кавказской зоной сейсмичности.

Литература

1. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника. 1977. № 4. С. 88–103.
2. Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона // Океанология. 1979. Т. 19, вып. 6. С. 1066–1074.
3. Зоненшайн Л.П., Ле Пишон Кс. Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей – остатки мезозойских тыловых бассейнов // История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 104–115.

В.Е.Вержбицкий¹, О.В.Левченко²

Два основных типа крупных складчатых структур в пределах Индоокеанской зоны внутриплитных деформаций

Крупнейшей областью проявления внутриплитных компрессионных деформаций океанической литосферы (неоген-четвертичного возраста) является северо-восточная часть Индийского океана. Данная область за-

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

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

хватывает северные части Центральной и Кокосовой котловин и Восточно-Индийского хребта. В зависимости от размеров здесь выделяются складчатые и разрывные структуры трех порядков [1]. К структурам первого порядка нами отнесены крупные (длина волны 100 км и более, вертикальная амплитуда до 1–1,5 км) антиклинали и синклинали (называемые в зарубежной литературе «ундуляциями»), осложненные взбросами и привзбросовыми складками меньшего порядка. К структурам второго порядка отнесены интенсивно деформированные опущенные и поднятые блоки (размер в поперечнике 20–50 км, амплитуда в несколько сотен метров), а к структурам третьего порядка – элементарные разрывные нарушения (в основном взбросы и надвиги) и приразломные складки (амплитуда порядка 100–300 м, среднее расстояние между отдельными структурами – 5–10 км).

Проведенные в пределах Центральной котловины детальные структурные исследования на основе данных непрерывного сейсмического профилирования позволили установить, что наиболее крупные складчатые структуры деформированного комплекса индоокеанской литосферы («ундуляции») подразделяются на два основных структурных (генетических, кинематических) типа.

1. Складки продольного изгиба, образовавшиеся под действием сил субмеридионального тангенциального сжатия. Для них характерна квазилинейная в плане форма (с субширотным простираем осей), четко проявленная антивергентная структура осложняющих южные и северные фланги антиклиналей взбросов (северная вергентность на севере, южная на юге), наличие области ослабления деформаций в сводовых частях антиклиналей (обусловленных действием локальных растягивающих напряжений) и области сгущения деформаций в ядрах синклиналей. В поперечном разрезе наблюдается отчетливое чередование однопорядковых антиклинальных и синклинальных форм. Данные структуры развиваются, в целом, в пределах субмеридиональных «полос» [2], ограниченных с запада и востока зонами трансформных разломов.

Многие исследователи полагают, что рассматриваемые складчатые формы отражают упруго-пластичную деформацию всей литосферы [3–5].

2. Куполовидные (округлые в плане), складки, наложенные на складчатые и разрывные структуры сжатия более низкого ранга. Данные структуры развиваются непосредственно в пределах зон древних трансформных разломов, группируются в субмеридиональные цепочки вдоль их простираения и часто приурочены к участкам пересечения последних крупными зонами сдвига. На северных и южных флангах такого рода поднятий не обнаруживается дивергентной структуры взбросов и области ослабления деформаций. Кроме этого, отсутствуют сопряженные с антиклинальными поднятиями одноранговые им синклинальные структуры. По нашему мнению, рассматриваемые антиклинали формируются в результате активного воздействия, по-видимому, трех основных факторов: субмеридионального тангенциального сжатия, пассивного суб-

широтного растяжения вкрест простирания трансформных разломов и наложенных процессов серпентинизации ультраосновных пород низов коры и верхов мантии, вызванного поступлением морской воды к уровню границы М по сместителям молодых разломов и дислоцированной ими плоскости древнего трансформного разлома.

Необходимо отметить, что аномальные значения сейсмических скоростей в коре и верхах мантии интенсивно дислоцированных участков Центральной котловины, аномально высокие значения теплового потока и некоторые особенности аномального магнитного поля большинство специалистов связывают с процессами серпентинизации ультраосновных пород в районе границы МОХО [6].

Трансформные разломы в существующем поле напряжений (субмеридиональное сжатие) должны подвергаться некоторому пассивному растяжению вкрест своего простирания, что, безусловно, способствует проявлению вдоль них глубинного серпентинитового диапиризма.

Все вышеперечисленные структурные особенности, а, также, развитие на крыльях и в сводовых частях поднятий разрывных нарушений без взбросовой составляющей (взрезы, сбросы ?), позволяют, по нашему мнению, отнести этот вид антиклинальных структур к кинематической категории складок поперечного изгиба, наложенных на субширотные структуры тангенциального сжатия и развитых в пределах корового уровня литосферы.

Литература

1. Левченко О.В., Вержбицкий В.Е. Детальное структурно-тектоническое картирование внутриплитных деформаций в центре Индийского океана // *Океанология*. 2000. Т.40, №1. С.114–124.
2. Казьмин В.Г., Левченко О.В. Современные деформации Индоокеанской литосферы // *Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность*. М: Наука, 1987. С. 159–175.
3. Шеменда А.И. Моделирование внутриплитных деформаций в северо-восточной части Индийского океана // *Геотектоника*. 1989. № 3. С. 37–49.
4. 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.
5. Nikishin A.M., Cloetingh S., Lobkovsky L.I., Burov E.B., Lankreijer, A.S. Continental lithosphere folding in Central Asia (Part I): Constraints from geological observations // *Tectonophysics*. 1993. V. 226. P. 59–72.
6. Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin. Memoir №39. Geological Society of India, Bangalore, 1998. 250 p.

В.А.Вигинский¹

Неотектонические деформации в осадочных бассейнах как прогностический фактор нефтегазоносности

Одним из основных факторов, определяющих формирование залежей нефти и газа, является наличие катализационных условий для фор-

¹ Администрация Краснодарского края, Краснодар, Россия.

мирования залежей УВ и, прежде всего, *условий повышенной деформированности* нефтегазоносных комплексов. Роль деформационных процессов при формировании условий нефтегазонакопления неоднократно отмечалась в литературе. При этом особо фиксируется роль именно неотектонических и современных тектонических процессов при образовании залежей УВ (Бухарцев, 1968).

Все это побудило автора рассмотреть возможность использования характеристик деформирования горной среды (новейшей по времени реализации) в качестве прогностического параметра при выявлении зон нефтегазоносности в существующих осадочно-породных бассейнах. В основу этих построений легла концепция зонной генерации углеводородов, впервые высказанная в 1989 г. [1]. Подразумевается, что процессы преобразования рассеянного органического вещества, миграции и аккумуляции УВ в рамках нефтегазоносного бассейна осуществляются не повсеместно, а в отдельных очагах нефтегазообразования (зонах), формирование которых обуславливается развитием деформационных процессов. Эти посыпки неоднократно подтверждались работами автора в различных нефтегазоносных бассейнах Северного Причерноморья. Наиболее детальные исследования были проведены в Западно-Кубанском прогибе (Северо-Западный Кавказ).

Анализ распределений генеральных совокупностей значений условной деформированности различных комплексов Западно-Кубанского прогиба позволил установить их полимодальность (при характерном наличии в области минимальных значений условной деформированности устойчивых, от комплекса к комплексу, модальных частотных всплесков). Подобного рода модальные значения фиксируют фоновую деформированность, отражающую додислокационное состояние рассмотренных комплексов. Последний вывод позволяет определить модальное значение распределения генеральной совокупности степени деформированности как искомое граничное (достаточное) значение при определении областей вероятной нефтегазоносности комплексов.

Определение верхнего порога деформированности (за пределами кото-

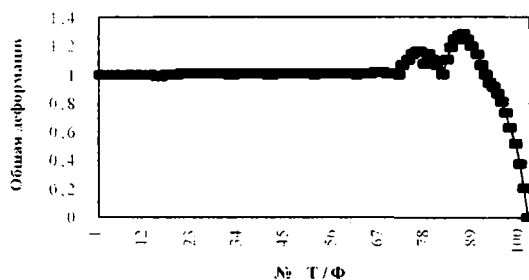
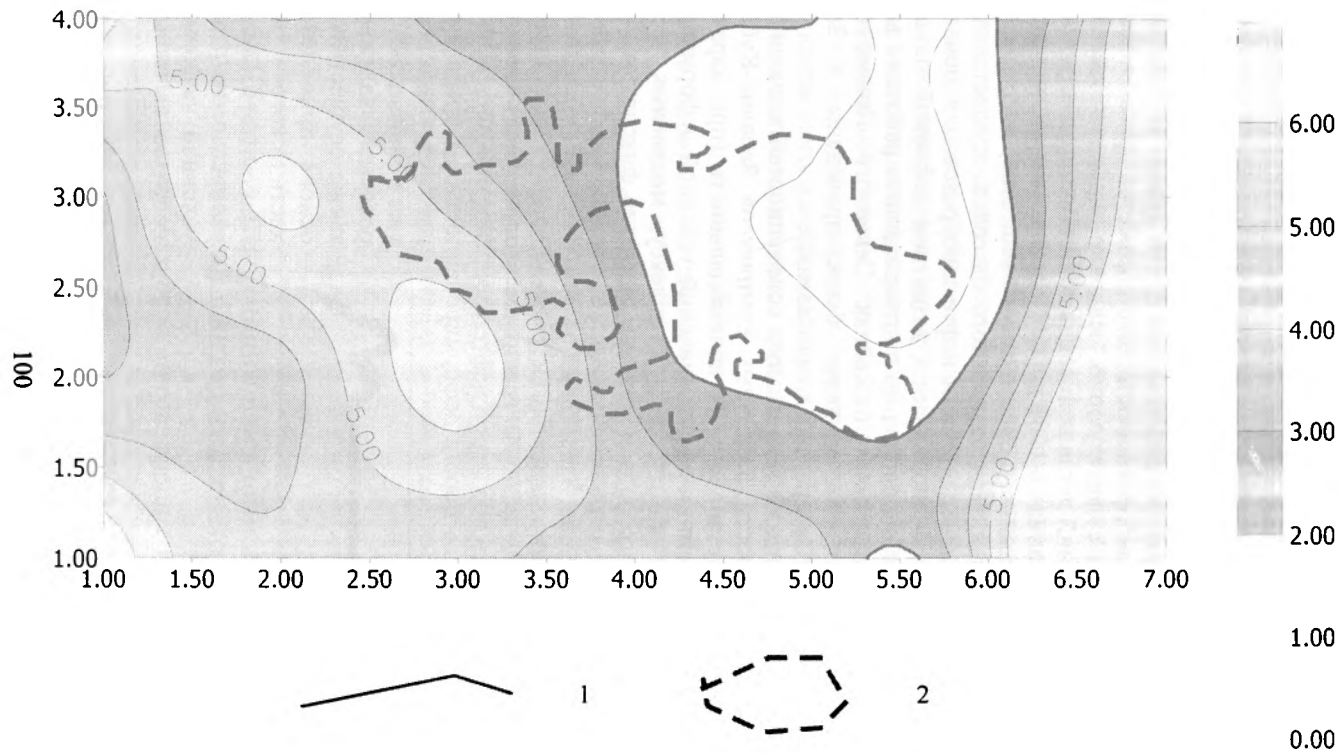


Рис. 1. Зависимость общей деформации от номера тектонофазии (Т/Ф)

рого условия консервации уже не позволяют формироваться залежам УВ) также осуществлялось на основе применения стохастического подхода. При этом оценивается распределение значений условной деформированности за вычетом значений отклонения общей деформированности от единицы (в абсолютном

A



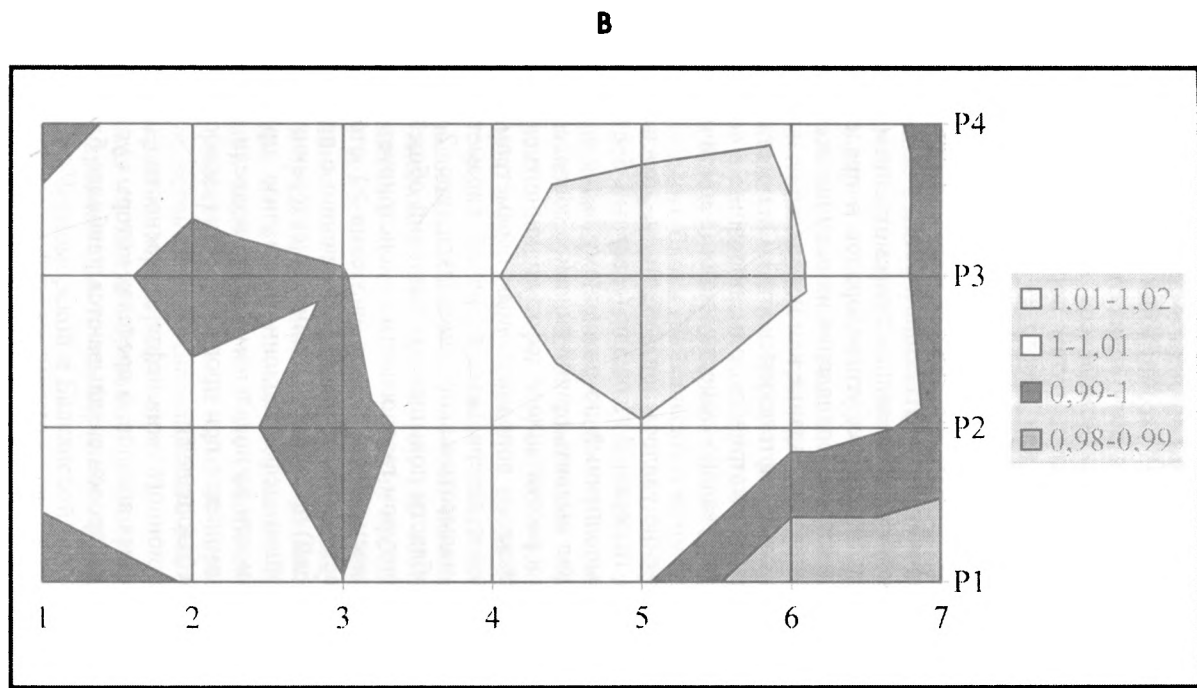


Рис. 2. Карта «деформационного окна нефтегазоносности» в пределах продуктивного комплекса Гривенской площади (А) и схема вариаций параметра D (общая деформация) Гривенского газового месторождения (В)

На А: 1 – контур «деформационного окна нефтегазоносности» («окно» выделено светлым тоном), 2 – контур газоносности Гривенского месторождения; на В: контрастным темным тоном отмечена область «деформационного разуплотнения» продуктивного горизонта

выражении). Последний параметр, представляя собой показатель изменения объемов при деформации, достигает значимых величин лишь в условиях шовной складчатости (рис. 1), т.е. при достижении дизъюнктивной стадии развития деформационного процесса, что позволяет явным образом исключить его из рассмотрения общего поля деформаций [2]. В итоге – рассчитываются поля «пликативных» (дилатансных) деформаций рассматривающихся комплексов за вычетом «граничного» аномального значения (считалось путем поочередного суммирования модального значения того или иного из поименованных полей со стандартным отклонением). Обнаружение промышленной нефтегазоносности наиболее вероятно в зонах, отвечающих определяемому таким образом окну в распределении значений деформированности – в дальнейшем: **деформационное окно нефтегазоносности**.

Расчётные материалы сопоставлялись с рассмотрением латерального распределения запасов в залежах углеводородов в пределах Западно-Кубанского прогиба, и степень совпадения их оценивалась по принципу альтернативного признака (попадание или непопадание залежи в пределы деформационного окна нефтегазоносности). Она составила **86,46%**, что дало возможность рассматривать зоны, попавшие в «окно нефтегазоносности», в качестве реально существующих (эмпирических) нефтегазоносных зон.

Данное предположение удалось подтвердить на локальном уровне в пределах Гривенской газоносной площади (северный борт Западно-Кубанского прогиба). Выполненный по описанному выше алгоритму комплекс расчётов позволил выявить принципиальное совпадение реального контура газоносности и рассчитанного деформационного окна нефтегазоносности (рис. 2,А). Важным дополнительным параметром в этой связи выступает распределение латеральных вариаций параметра D (общая деформированность) надмеотического комплекса (рис. 2,В). Примечательное совпадение области повышенных значений общей деформированности ($> 1,01$) с контуром газоносности демонстрирует диагностическую роль рассматриваемого параметра (значения >1 отображают постдеформационное увеличение объема по сравнению с первично недеформированной породой) при установлении коллекторских объемов.

Результаты апробации деформационного анализа при выявлении ареалов нефтегазоносности на локальном уровне подвели к формированию методического комплекса при прогнозе нефтегазоносности опоиоисковываемых объектов (площадей):

- 1) расчёт деформационного окна нефтегазоносности (для выявления потенциально интересных ареалов, в пределах которых условия генерации и миграции углеводородов складываются наиболее благоприятным образом);

- 2) выявление ареалов с дисторсным постдеформационным увеличением объемов предположительно продуктивного комплекса в целях локализации наиболее благоприятных коллекторских условий.

Литература

1. Вигинский В.А. Зонная генерация углеводородов как отражение деформационного процесса в осадочной толще // Тектонофашиальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении / Тез. Докл. I тектонофашиального совещ. Алма-Ата, 1989. С. 130–132.
2. Вигинский В.А., Громин В.И., Чаицкий В.П. Тектонофашиальный анализ эпизоны. М.: ЗАО «Геонинформмарк», 1999. 45 с.

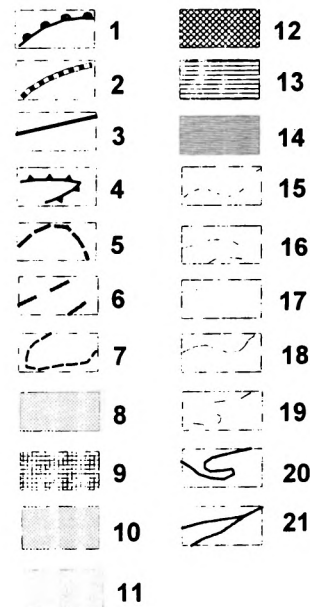
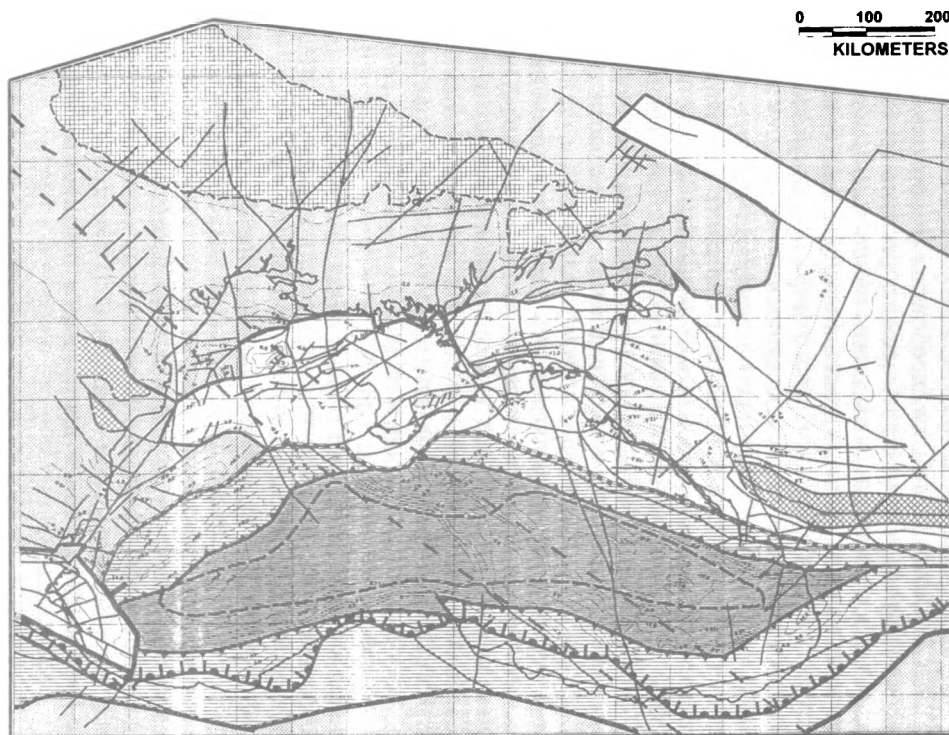
В.А.Вигинский¹

Тектоническая карта Азово-Черноморского региона

Предложенные ранее [1] принципы построения модифицированной легенды тектонических карт были опробованы автором при построении тектонической карты Азово-Черноморского региона (рисунок). В его пределах оказалось возможным выделить геоплиты: Аравийскую и Евроазиатскую, а также – полосу границы между ними, отвечающую, в целом, глубоководной впадине Черного моря в совокупности с рядом сопредельных структур. К числу последних относятся массив Странджа, вал Новатор и Восточно-Черноморское поднятие, представляющие собой континентальные блоки (байкальского возраста консолидации), отчлененные от Евроазиатской геоплиты и активизированные в сеномане как тыловые островные дуги, на кайнозойском этапе вовлеченные в процесс формирования Черноморской глубоководной впадины [2]. Верхнемеловые же островодужные комплексы обрамляют глубоководную Черноморскую впадину (фиксирующуюся зоной отсутствия континентальной коры) с юга и протягиваются вдоль Родопско-Понтийской сутуры, акцентированной офиолитовыми комплексами [4]. Южным ограничением полосы межплитной границы, по-видимому, можно признать Северо-Анатолийский разлом [6]. На востоке полоса границы плит протягивается в пределы закавказских массивов (характеризуется повышенными значениями мощности земной коры за счет ее сдвигания в зоне развивающейся коллизии [3]). К западу, зона границы плит простирается в пределы массива Странджа (сеноман-маастрихтская тыловая островная дуга, аналогичная поднятиям Новатор и Восточно-Черноморскому), надвинутого на Рило-Родопский массив по взбросу Киркларели (фиксирует сдвигание земной коры), представляющему собой северную ветвь Северо-Анатолийского разлома, испытывающего бифуркацию в районе Мраморного моря [5].

Евроазиатская геоплита образована разновременными по возрасту консолидации древней (Восточно-Европейской), молодой (Мизийской) и юными (Азово-Черноморской и Балканской) плитами. При этом, если Восточно-Европейская древняя платформа и Мизийская эпипалеозой-

¹ Администрация Краснодарского края, Краснодар, Россия.



← Тектоническая карта Азово-Черноморского региона.

1–7 – границы: 1 – Родопско-Понтийской сутуры, 2 – геоплит (Евразийской и Аравийской), 3 – континентальных плит разной генерации, 4 – блоков с земной корой континентального типа, 5 – области с земной корой океанического типа (по данным ГСЗ), 6 – внешние границы линеймента Архангельского–Андрусова (фрагмент линии Торнквиста?), 7 – областей экспонирования на поверхности структурно-формационных комплексов различного возраста; Евразийская геоплита: континентальные платформы и плиты: 8 – древняя (Восточно-Европейская) платформа с нерасчлененным добайкальским комплексом основания; 9 – Украинский шит Восточно-Европейской платформы; 10 – Мизийская и Анатолийская (внутри Аравийской геоплиты) молодые континентальные плиты с нерасчлененным палеозойским (байкальским?) комплексом основания; 11 – Азово-Черноморская юная плита с мезозойско-кайнозойским возрастом формирования доплитных комплексов; 12 – области экспонирования байкальско-каледонских комплексов основания Мизийской и Азово-Черноморской плит; 13, 14 – конвергентные границы плит пассивного типа: 13 – блоки континентальной коры (байкальские массивы, перекрытые ларамийскими вулканогенно-осадочными комплексами на субконтинентальной (?) коре), 14 – блоки коры океанического типа - области вероятного распространения ларамийского комплекса фундамента (второй океанический слой ?) субокеанической (Черноморской) платформы; 15–19 – изопакеты плитных комплексов: 15 – на древнем основании, 16 – на байкальском основании, 17 – на каледонско-герцинском основании, 18 – на киммерийском основании, 19 – на ларамийском основании; 20 – существующая береговая линия; 21 – разломы.

ская плита выделялись традиционно, то Азово-Черноморская юная плита выделена недавно (под названием Средиземноморской плиты [3]). Верхнемезозойско-кайнозойский плитный комплекс Азово-Черноморской плиты залегает на фундаменте, в который, кроме архейско-протерозойского и байкальско-герцинского комплексов, входят также нижнемезозойские комплексы активной окраины и нижнемезозойские и кайнозойские орогенные комплексы (не обязательно характеризующиеся голоморфной складчатостью). Подобным же образом на карте выделяется и Балканская (Старопланинская) юная плита. Аравийская континентальная геоплита в пределах картируемого региона представлена Анатолийской молодой плитой, оконтуривающейся с севера Северо-Анатолийским разломом [6].

Наложенной штриховкой на карте показаны экспонированные структурно-формационные комплексы. При этом, выделены: древний (добайкальский) и байкальский комплексы основания, киммерийский, ларамийский и кайнозойский комплексы фундамента (переходные и орогенные комплексы), плитные комплексы разного возраста.

Литература

1. *Вигинский В.А.* Пути преодоления кризиса в тектоническом картировании (к вопросу о принципиальной легенде тектонических карт) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 43–46. (Материалы XXXIII Тектонич. Совещ.).
2. *Вигинский В.А.* Орогенез в Азово-Черноморском регионе // Разведка и охрана недр. 1999. № 1. С. 2–10.
3. *Вигинский В.А., Соловьёв В.А.* Тектоническая природа южного обрамления Восточно-Европейской платформы (Азово-Черноморский бассейн) // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 102–104 (Материалы XXXI Тектонич. Совещ.; Т. 1).

4. Тектоническая карта Средиземного моря / Под ред. Н.А.Богданова, В.Е.Ханна. М.: Роскартография, 1994.
5. *Cosgun B.* Influence of the Istranca-Rhodope Massifs and strands of the NorthAnatolian Fault on oil potential of Thrace Basin, NW Turkey // *J. Petrol. Sci. & Engineering*. 2000. V. 27. P. 1–25.
6. *Sengor A.M.C.* The North Anatolian Transform Fault: Its age, offset and tectonic significance // *J. Geol. Soc. Ldn*. 1979. V. 136. P. 269–282.

Н.Н.Винничук¹, Н.Б.Кузнецов²

Морфология Войкаро-Сыньинского массива по данным гравиметрии (различие и сходство с ультрабазит-базитовыми массивами других районов Урала)

На мелкомасштабных гравитационных картах Евразии к востоку от Восточно-Европейской платформы, отчетливо видна положительная протяженная аномалия. Это так называемый Уральский гравитационный супермаксимум.

Поверхностным геологическим выражением этого супермаксимума является пояс массивов в различной степени серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, пероксенитов и габброидов. На Полярном Урале – это массивы Сьумкеу, Райиз и Войкаро-Сыньинский. На Северном и Среднем Урале – Чистопский, Кытлымский и другие массивы Платиноносного пояса. На Южном Урале – Нуралинский, Халиловский, Кимперсайский и др. В совокупности эти массивы образуют пояс общепольской протяженности, являющийся границей между структурами Западной и Восточной мегазон Уральского складчатого пояса – шовной зоной [6]. В сложении Западной мегазоны Урала участвуют преимущественно карбонатные и кремнистые образования, а Восточно-Уральская мегазона образована палеозойскими толщами вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. При этом в разных сегментах Урала строение Восточно-Уральской мегазоны существенно различно. С севера на юг здесь выделяют: Щучинско-Малоуральскую, Тагильскую и Магнитогорскую зоны. В настоящее время эти зоны интерпретируются как реликты палеозойских островодужных систем, последовательно причленявшихся к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента [3, 4].

Нами на Полярном Урале выполнен подбор 2D гравитирующих объектов на профиле протяженностью около 150 км, который берет начало в пределах Западно-Уральской мегазоны, пересекает горную часть Урала, где развиты базит-гипербазиты Войкаро-Сыньинского массива, гранитоиды и зеленокаменные комплексы Восточно-Уральской мегазоны, и заканчивается в нескольких десятках километров восточнее границы мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты (рис. 1). В

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

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

западной части профиля гравитационная ступень имеет величину порядка 150 мГл. На востоке аномалия затухает медленно. Сечения объектов представляют собой многоугольники, мощность гравитационного слоя принята равной 8–10 км.

Основной проблемой при подборе является отрицательное значение аномалии Буге до -70 мГал над Западно-Уральской мегазоной. Не имея объективных оснований для изменения уровня гравитационного поля за счет составляющей планетарного масштаба, мы были вынуждены ввести в западной части профиля гравитирующий объект с дефицитом плотности – $0,35 \text{ г/см}^3$ (плотность $2,32 \text{ г/см}^3$). Эта плотность не соответствует физическим определениям для пород этой мегазоны и в известной мере является фиктивной, хотя несомненно наличие большого дефицита масс на западе.

Для подбора аномальных источников в восточной части профиля мы использовали вполне приемлемые плотности для ультрамафитов – до $3,12 \text{ г/см}^3$, для габбро – до $3,00 \text{ г/см}^3$ и для эффузивно-осадочных комплексов Восточно-Уральской мегазоны и палеозойского основания Западно-Сибирской плиты – до $2,75 \text{ г/см}^3$. Разрез, подобранный при этих предположениях, представлен на рис. 2.

Контакт между осадочными породами Западно-Уральской мегазоны и базит-ультрабазитами Войкаро-Сыньинского массива наклонен на восток и, вероятно, имеет тектонический характер. Его можно трактовать как позднепалеозойский надвиг палеоокеанических комплексов на палеоконтинентальные.

Гранитоиды Собского батолита и вулканогенно-осадочные породы Малоуральской зоны Восточного Урала, обладающие избыточной плотностью $0,03 \text{ г/см}^3$ и широко представленные на геологической карте этого района, вероятнее всего имеют незначительную глубину залегания. Можно предположить, что ультрамафиты Войкаро-Сыньинского массива перекрыты среднепалеозойскими вулканогенными образованиями и сменяются к востоку габброидами, которые далее под мезозой-кайнозоем перекрыты нерасчлененными палеозойскими породами верхней части фундамента западной периферии Западно-Сибирской плиты. Эти габброиды образуют нижний структурный этаж фундамента. На это указывают также магнитные аномалии, источники которых расположены здесь на глубинах более 1,5–2 км. Во всяком случае, данные гравиметрии говорят о существенной роли базитов в строении переходной зоны между Уралом и Западно-Сибирской плитой.

Обращают на себя внимание значительное сходство гравитационного поля и характер пространственных взаимоотношений между базитами и ультрабазитами на Полярном Урале, в районе Войкаро-Сыньинского массива, на Северном и Среднем Урале, где западнее ультрабазитовых массивов Платиноносного пояса по геолого-геофизическим данным залегают базиты [5]. Различие состоит в том, что в пределах Платиноносного пояса базиты и гипербазиты более сближены и падают более круто.

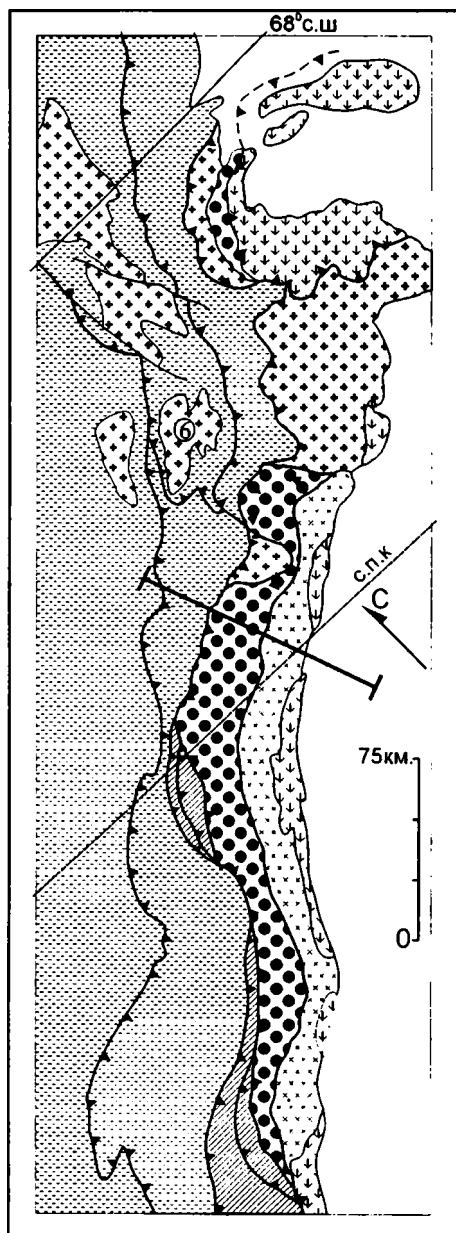
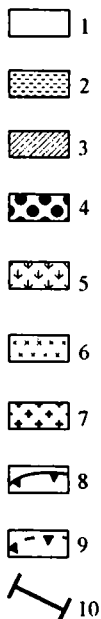


Рис. 1. Схема геологического строения Полярного Урала

1 — мезозойско-кайнозойские комплексы Западно-Сибирской плиты; 2 — нерасчлененные палеозойские комплексы Западноуральской мегазоны; 3, 4 — палеозойские комплексы Шовной мегазоны; 3 — среднепалеозойские комплексы Тагильской зоны; 4 — ранне-среднепалеозойские офиолиты Войкаро-Сыньинского и Райзского массивов; 5, 6 — среднепалеозойские комплексы Восточно-Уральской мегазоны; 5 — вулканогенно-осадочные комплексы Малоуральской зоны, 6 — среднепалеозойские гранитоиды Собского батолита; 7 — нерасчлененные позднедокембрийские метаморфизованные комплексы; 8 — крупные разломы; 9 — то же, под покровом чехла Западно-Сибирской плиты; 10 — положение интерпретационного гравиметрического профиля



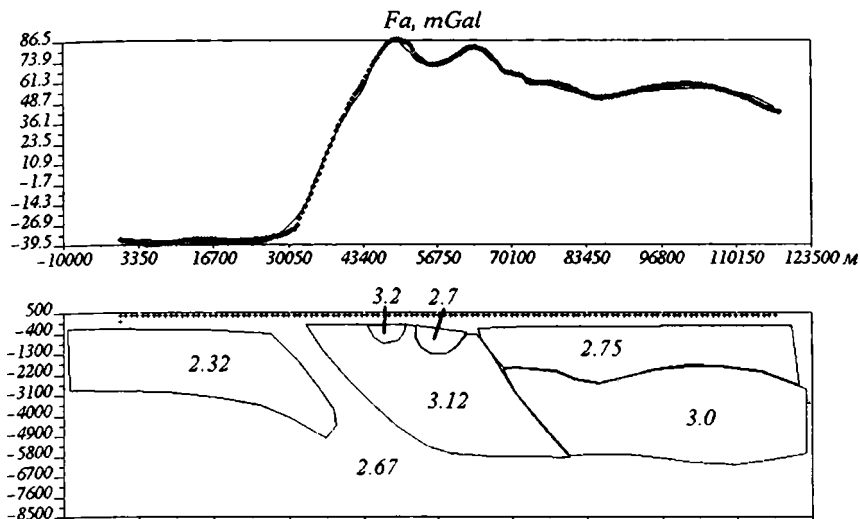


Рис. 2. Результаты подбора аномалии Буге на профиле, пересекающем Войкаро-Сыньинский базит-гипербазитовый массив (точки – экспериментальное поле). Внизу – разрез с контурами геологических тел и указанием плотности, г/см³

Аналогичная картина наблюдается на профилях, пересекающих Байгускаровский и Халиловский массивы [2, 1], но здесь, как и на Войкаро-Сыньинском массиве, наличие габбро на глубине является гипотетическим. При этом горизонтальная мощность базит-ультрабазитового пояса в районе Войкаро-Сыньинского массива более значительная.

Схожесть глубинного строения шовной зоны Урала в разных его сегментах (Полярном, Северном и Среднем, а также Южном) может указывать на однотипность процессов, сопровождавших приращение слагающих эти сегменты реликтов палеостроводужных систем к окраине Восточно-Европейской платформы.

Литература

1. Винничук Н.Н., Иванов К.С. К объяснению аномалий силы тяжести в западной части Магнитогорской мегазоны Южного Урала // Материалы региональной конференции геологов Европейской территории России и Урала. Кн. 2. Екатеринбург, 2000. С. 44–45.
2. Винничук Н.Н., Кормильцев В.В., Костров Н.П. Возможности потенциальных геофизических методов при изучении коллизионной зоны на Южном Урале // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 87–89. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
3. Куренков С.А., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е. Главный Уральский разлом: современная геодинамическая интерпретация. // Timan-Pechora-Polar Urals Tectonic Evolution. Europrobe, Syktyvkar, 1999. P. 31–32.
4. Куренков С.А., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Кузнецов Н.Б. Тектонотипы глубинных разломов – современная геодинамическая интерпретация. // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 274–289. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
5. Соколов В.Б. О глубинном строении массивов Платиноносного пояса Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 73–80.
6. Ферштатер Г.Б., Рапопорт М.С. Магматизм Урала и его геодинамическая интерпретация // Магматизм и геодинамика. Уфа: Ин-т геол. УНЦ РАН, 1995. С.216–219. (Материалы 1-го Всерос. петрограф. совещ.; Кн. 1).

Мантия континентальной литосферы, как альтернативный источник плюмов (горячих точек)

Многообразие представлений о природе и уровнях зарождения очагов горячих точек (плюмов) в пределах океанических и континентальных сегментов Земли в обобщенном виде может быть сведено к трем моделям. Согласно первой модели, очаги находятся в основании нижней мантии, или приурочены к пограничному слою D", между нижней мантией и внешним ядром Земли на глубине 2700–2900 км. По второй модели очаги горячих точек располагаются в основании верхней мантии, на глубине около 670 км, но в них может вовлекаться небольшое количество материала и из нижней мантии. Третья модель гибридная: плюмы поднимаются как из слоя D", так и из основания верхней мантии. Высказывались предложения о целесообразности разграничения внутриплитного магматизма на собственно плюмы, с очагами на глубине 2700–2900 км и горячие точки, уровни зарождения которых ограничиваются основанием верхней мантии.

Не вдаваясь в подробное обсуждение этих моделей, отметим, что ни одна из них не имеет убедительного геологического, петрологического или изотопно-геохимического обоснования. Альтернативная модель, разделяемая автором, исходит из признания в качестве глубинного источника горячих точек (плюмов) мантию континентальной литосферы. Основными аргументами, склонившими к признанию данной модели, являются следующие.

1. Большое сходство изотопного состава вулканитов океанических островов (OIB), континентальных платобазальтов (CFB) и ксенолитов мантии континентальной литосферы. На диаграммах инициальных изотопных отношений Nd-Sr, Nd-Pb, Sr-Pb они занимают одно и то же изотопное пространство, накладываясь и взаимно перекрывая друг друга.

2. Столь же удивительное сходство изотопного состава установлено и для ультрамафических ксенолитов из базальтов океанических островов и ксенолитов континентальной мантии из кимберлитовых трубок. На диаграмме He-Sr отношений экспериментальные точки для тех и других образуют единый кластер, в рамках общего для них изотопного поля. Такое сходство изотопного состава Pb, Sr, Nd и He для OIB, CFB и мантийных ксенолитов, основанное на обработке большого количества экспериментальных данных, не может быть случайным. Оно обусловлено геохимическим сходством источников, по изотопным параметрам соответствующих мантии континентальной литосферы.

3. Особенности изотопного состава Pb, Nd и др. позволяют датировать мантийные источники горячих точек изохронными и модельными

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

методами. Расчеты автора и литературные данные показывают, что возраст мантийных источников горячих точек почти всегда оказываются докембрийскими, часто раннедокембрийскими. Такие же датировки характерны и для мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок, лампроитовых жил и щелочных базальтов материков. Синхронность в распределении максимумов и минимумов возрастных датировок источников горячих точек и мантийных ксенолитов свидетельствует об общности их геодинамической истории в составе единой континентальной литосферы.

Следует иметь в виду, что конвектирующая мантия, представляющая собой открытую систему в отношении изотопов, не может давать древних возрастов. Ее изотопным отношениям всегда будут соответствовать нулевые возраста и уже по этому признаку нижняя и верхняя (не литосферная) мантии, как конвектирующие системы, должны быть исключены из числа потенциальных источников горячих точек.

4. Расчетами ряда исследователей показано, что химический состав нижней мантии должен быть близким к хондритовому, а значения ϵNd для нее не должны заметно отклоняться от нуля. Однако вулканы внутриплитных океанических островов, для которых наименее вероятно contamination посторонним материалом, характеризуются широким диапазоном разброса этого значения – от +9 до -8, указывая, что источником вулканических служит не примитивная мантия, а ее деплетированные и обогащенные резервуары, обычные компоненты мантии континентальной литосферы. То же относится и к ультрамафическим и базитовым ксенолитам из внутриплитных горячих точек (Гавайской, Канарской и др.), которые, по тем же соображениям, не могут быть производными ни нижней, ни верхней (внелитосферной) мантии. Да и состав ксенолитов (дуниты, лерцолиты, шпинелевые гарцбургиты, верлиты, габбро) не может представлять нижнюю мантию, или пограничную область нижней и верхней мантии, для которых предполагается перовскитовый состав.

5. Спайдер-диаграммы логарифмов концентраций рассеянных и REE, нормализованные по примитивной мантии, построенные для щелочных вулканических океанических островов, идентичны таковым CFB и ксенолитам литосферной мантии, но зеркально противоположны (комплементарны) спайдер-диаграммам MORB. Следовательно, астеносфера и более глубокие горизонты деплетированной верхней мантии, являющиеся источниками MORB, не могут генерировать щелочные базальты океанических островов. Реальным источником последних остается мантия континентальной литосферы.

6. Одним из серьезных аргументов в защиту нижнемантийного уровня генерации плюмов считается высокое отношение $^3He/^4He$ в вулканах Гавайских островов – до $2,8 \cdot 10^{-5}$ – $4,48 \cdot 10^{-5}$. Отметим, что для MORB это отношение значительно ниже ($1,1 \cdot 10^{-5}$), а для континентальной коры меньше на три порядка ($1,4 \cdot 10^{-8}$). Казалось бы, возможности поиска источника высоких отношений $^3He/^4He$ исчерпаны, остается нижняя мантия. Однако в этих рассуждениях не учитывается мантия

континентальной литосферы. В глубоких ее горизонтах, на уровне стабильного алмазного поля, среднее отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ составляет $4.15 \cdot 10^{-5}$, т.е. приближается к максимальному значению из анкармитов о-ва Мауи, (Гавайи), а максимальные значения достигают $2,35 \cdot 10^{-4}$ и даже $3,16 \cdot 10^{-4}$. Вот и решение проблемы.

7. Исследование благородных газов в атмосфере Земли показало, что отношения $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} = 295,5$, тогда как в стеклах современных MORB оно достигает 25 000, в среднем составляет 10 000. Таким образом, мантийный аргон, в отличие от атмосферного, сильно обогащен ^{40}Ar . В результате специальных исследований было установлено, что потеря ^{40}Ar мантией произошла при ее дегазации примерно 4.45 млрд. лет назад, в результате катастрофического события (возможно, отрыва Луны). С тех пор существенного поступления ^{40}Ar из мантии в атмосферу не происходило. По-видимому, горячие суперплюмы, установленные методами сейсмической томографии, представляют собой проявления тепловой, а не вещественной конвекции, на что уже обращали внимание В.Н.Жарков, В.П.Трубицын и др. В таком случае вопрос о нижнемантийном источнике плюмов отпадает сам собой.

8. Об участии континентальной мантии во внутриплитном магматизме океанов, свидетельствуют и прямые наблюдения. На о-ве Св. Павла в экваториальной Атлантике известны выходы милонитизированных перидотитов и пироксенитов, которые рассматривались как выступы океанической мантии. Однако работами М.Роден и особенно Э. Бонатти было доказано, что эти породы являются фрагментом континентальной литосферы. Щелочные базальты, образованные за счет парциального плавления этих ультрамафитов, по всем изотопным характеристикам идентичны среднему составу массива и, вместе с тем, четко ложатся в контуры изотопных полей островов Галапагосских, Гавайских, Зеленого Мыса и других, наглядно свидетельствуя о характере породивших их источников. Другим классическим примером роли континентальной литосферы как источника ОИВ, является о-в Кергелен, который считался типичной горячей точкой в Индийском океане, оставившей на Индийской плите след в виде асейсмичного Восточно-Индийского хребта, протяженностью более 5000 км. Но в настоящее время установлено, что плато Кергелен представляет собой крупный фрагмент континентальной литосферы. Поэтому традиционная концепция о природе этой горячей точки должна быть пересмотрена. Число подобных примеров может быть увеличено.

Каким же образом блоки континентальной литосферы оказались внутри океанов? Вероятно, основная масса их откололась при распаде суперконтинента. Дополнительными факторами, способствующими отслоению и отрыву мегалитов от основного литосферного кля, являются спонтанная нестабильность плотности литосферы, ее тектоническая расслоенность, утолщение в зонах компрессии и др. Деламинированные мегалиты литосферной мантии опускались к подошве конвектирующего астеносферного слоя и заякоревались. Этому способствовала инверсия плот-

ностей отслоенного мегалита и астеносферы ($3,5 \text{ г/см}^3$ против $3,2 \text{ г/см}^3$). Экранируя тепловой поток, идущий из нижней мантии, мегалиты разогревались, становились гравитационно-нестабильными и испускали горячие струи обогащенного вещества, которые, достигая поверхности дна океана, формировали вулканические острова и островные цепи и другие структуры, типичные для горячих точек (плюмов).

**Ю.А. Волож, М.П. Антипов,
И.А. Гарагаш, Л.И. Лобковский¹**

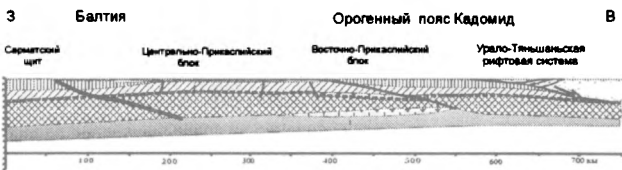
Геодинамика Прикаспийской впадины (эклогитовая модель)

1. Прикаспийская впадина традиционно выделяется в границах солянокупольной области. Ее западным и северо-западным ограничением служит предкунгурский тектоноседиментационный уступ высотой до 1500 м, который непрерывно протягивается от г. Котельниково с юга через Волгоград до г. Саратова на севере, а далее резко поворачивает на восток, проходя по широте г. Уральска до г. Оренбурга. С востока впадина ограничена складчатыми структурами Урала, с юго-востока – приразломным палеозойским Южно-Эмбинским поднятием и с юго-запада – Донбасс-Туаркырской системой инверсионных поднятий.

В пределах Прикаспийской солянокупольной области по поверхности фундамента (консолидированной коры) выделяются четыре крупных структурно-тектонических элемента: Северо-Западная моноклинал, Центрально-Прикаспийская депрессия, Северо-Каспийско-Актюбинская система сводовых поднятий и юго-восточная система прогибов. Сравнение структурных карт по поверхности фундамента и основным опорным сейсмическим горизонтам, приуроченным к поверхностям структурных несогласий (P_3 - поверхность додевонского несогласия, III - поверхность преднеокомского несогласия, I - поверхность предкайнозойского несогласия) показывает, что, за исключением юго-восточной системы прогибов, все вышеперечисленные структурно-тектонические элементы развивались унаследовано в течение всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. При этом наиболее консервативной структурой является Центрально-Прикаспийская депрессия. Поэтому любые геодинамические гипотезы и механизмы формирования Прикаспийской впадины должны в первую очередь объяснить особенности строения разреза и эволюции развития Центрально-Прикаспийской депрессии.

Для объяснения природы Центрально-Прикаспийской депрессии было предложено много различных моделей, которые могут быть условно разделены на три группы.

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



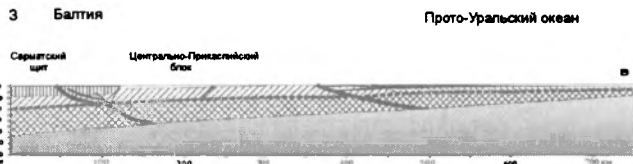
г. Завершение раскола суперконтинента Родиния и заложение Урало-Тяньшаньской рифтовой системы 490 млн.лет



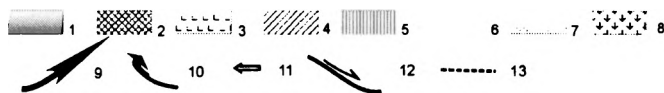
в. Внедрение эколлитов и завершение формирования суперконтинента Родиния . 570 млн.лет (конец стадии коллизии и орогении 700-570 млн.лет)



б. Завершение формирования аккреционного пояса Протоуралид, 700 млн.лет (конец стадии субдукции 1000-700 млн.лет)



а. Завершение формирования протоуральского океана, 1000 млн.лет (конец стадии континентального рифтинга и океанического спрединга 1650-1000 млн.лет)



Кинематическая модель эволюции литосферы Прикаспийского бассейна в рифей-раннепалеозойское время

1-2 мантия: 1 - астеносфера, 2 - надастеносферная мантия; 3-6 - консолидированная кора: 3 - океаническая, 4 - нижняя кора континентов, 5 - верхняя кора континентов, 6 - нерасчлененная (аккреционно-коллизийные и субдукционно-аккреционные комплексы складчатых поясов); 7 - осадочный чехол; 8 - линзы эколгитизированных пород коры и мантии; 9, 10 - граничные разломы складчатых поясов: 9 - сuture, 10 - фронт складчатых деформаций; 11- направление тектонических напряжений; 12 - разломы и направления движений по ним; 13 - граница М

Первая группа моделей в качестве ведущего механизмов прогибания Центрально-Прикаспийской депрессии процесса предлагает процесс

внутриконтинентального рифтогенеза, который сопровождается утонением консолидированной коры, либо даже ее полным разрывом с образованием новой океанической коры [3, 4].

Ко второй группе относятся модели, акцентирующие внимание на такой особенности строения разреза Центрально-Прикаспийской депрессии, как малая мощность и высокоскоростной состав консолидированной части ее земной коры. Согласно этим моделям, утоненная консолидированная кора депрессии представляет собой реликт окраинно-океанической коры, сохранившейся от Протоуральского либо Уральско-го океанов. В первом случае кора имеет рифейский [5], во втором – рифейско-палеозойский возраст [2, 6].

Третья группа привлекает для объяснения прогибания Прикаспийской впадины процессы и явления, связанные с метаморфическими преобразованиями консолидированной коры, и в частности, – с образованием эклогитов [1].

Специально выполненный анализ указанных гипотез с учетом реальных природных параметров и физических свойств земной коры показал, что ни одна из них не способна удовлетворительно объяснить главные особенности строения и развития Центрально-Прикаспийской депрессии:

а) существенное утонение консолидированной коры и наличие в ее подошве выступов высокоскоростных и высокоплотных пород, определяемых как линзы эклогитов;

б) наблюдаемые амплитуды общего прогибания и изменения батиметрии бассейна, а также кривую погружения фундамента в интервале времени венд–поздний палеозой;

в) причины сохранения неизменным местоположения области максимального прогибания (по меньшей мере в течение 600 млн лет) в пределах контура Центрально-Прикаспийской депрессии, что свидетельствует о размещении источника сил, ответственного за погружение, внутри литосферной плиты, на которой располагалась эта структура [7, 8].

2. Предлагается новая модель формирования и эволюции Прикаспийской впадины, основанная на реконструкции палеогеодинамических обстановок в рифей-палеозойское время. Ключевым моментом этой модели является учет новых данных о характере коллизионных процессов в зоне столкновения дорифейских континентов Балтии и Восточной Гондваны, при формировании суперконтинента Родиния, и связанной с этим протрузией крупных линз эклогитов, установленных в основании земной коры Центрально-Прикаспийской депрессии.

Пространственно эти линзы располагаются вдоль зоны глубинного разлома, ограничивающего депрессию с юго-востока. По нему Северо-Каспийско-Актюбинский блок фундамента рифейской консолидации надвинут на Центрально-Прикаспийский с утоненной консолидированной корой дорифейского возраста. По сейсмическим данным, плоскость разлома наклонена на юго-восток и он запечатан нижнепалеозойским комплексом пород. Этот разлом маркирует фронт кадомских деформаций.

Возможный механизм внедрения экологитов в основании земной коры и литосферы демонстрирует рисунок. Как видно на этом рисунке, складчатый пояс Прото-Уралид формируется в тылу зоны Беньоффа на активной окраине Балтии в результате аккреции микроплит и островных дуг Палеопацифики. Показанная на рисунке эволюция земной коры и литосферы основана на данных о глубинном строении современных аккреционных складчатых поясов. Как установлено на канадской окраине Северной Америки [9], в зоне аккреционного пояса нижняя часть литосферы (ниже границы М) состоит из пакетов поглощенных пластин – обломков литосферы надвигающегося аккреционного клина и имеет мощность до 50 км. Верхняя часть каждой из этих пластин сложена океаническими базальтами, а нижняя – породами литосферной мантии. Мы допускаем, что в ходе континентальной коллизии океанические базальты, включенные в состав пластин, будут экологитизироваться и затем те из них, которые находятся на гипсометрическом уровне реологически ослабленных слоев низов коры и литосферы висячего блока, могут быть протрудированы в него на границах раздела кора–мантия и литосфера–астеносфера. В ходе дальнейшей эволюции литосферный блок, в который произошла протрузия, в силу своей изостатической неуравновешенности, будет погружаться на протяжении длительного времени.

Еще одним фактором, влияющим на погружение, являются тангенциальные сжимающие усилия. Их роль сводится к тому, что в поле тангенциальных напряжений изостатическое погружение блока, компенсирующее вес линзы экологитов, не может полностью реализоваться и действует в течение всего времени, пока сохраняется поле тангенциальных напряжений.

Имеющиеся данные о геодинамической обстановке внутри и по периферии Прикаспийского бассейна показывают, что тангенциальное поле напряжений, источником которых служили разновозрастные зоны коллизии и транспрессии, окружавшие с востока и юго-востока внешний угол Восточно-Европейского континента, оказывало заметное влияние на погружение Прикаспийского бассейна почти непрерывно в течение 400 млн лет (венд–палеозой) и перестало действовать 205 млн лет назад, после того, как к югу и юго-востоку от него сформировалась молодая Скифско-Туранская платформа.

3. Выполнено компьютерное моделирование погружения фундамента Центрально-Прикаспийского блока и проведено сравнение ее с реально наблюдаемой кривой погружения. Полученные результаты показывают хорошее сходжение расчетных кривых.

Дискуссионным положением предлагаемой модели является предположение о наличии линзы экологитов в основании литосферы. Этот элемент модели не имеет геолого-геофизического обоснования. Более того, в настоящее время, сложно определить даже перечень необходимых исследований, которые позволят получить требуемые доказательные данные, поскольку вполне вероятно, что предполагаемая линза экологитов в

современном разрезе отсутствует. Она могла погрузиться в мантию (под собственным весом) после того, как были сняты тангенциальные напряжения. Не исключено, что имевший место на границе юры и триаса региональный подъем Прикаспийской впадины, причинно связан с этим событием. Однако этот элемент модели (введенный в нее в связи с необходимостью согласования расчетных и фактических данных о величине погружения впадины) не является обязательным. Требуемую расчетную кривую погружения можно получить, приняв и другое допущение – разогрев литосферы.

4. Как следует из модели, сверхглубокие бассейны типа Прикаспийского могут существовать как очень короткое время при быстром восстановлении изостатического равновесия, так и в течение длительного времени, если имеются условия, препятствующие выравниванию изостатической аномалии, например, горизонтальный стресс, не позволяющий погрузиться эклогитовой линзе на изостатически уравновешенный уровень. Такие условия чаще всего возникают на внешних углах крупных континентов, обрамленных аккреционными складчатыми поясами.

Литература

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. Бражников О.Г. Перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины с позиции тектоники плит: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГАНГ, 1993. 66 с.
3. Волгеурский Л.Ф., Владимиров Т.В., Капустин И.Н., Натанов Л.М. Эволюция Прикаспийской впадины в среднем–позднем палеозое // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 44–49.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
5. Неволин Н.В. Глубинная структура Прикаспийской впадины // ДАН СССР. 1978, Т.271, № 1. С. 8–11.
6. Рихтер Я.А. Эволюция Прикаспийской впадины // Недра Нижнего Поволжья и Прикаспия. 1997. Вып. 2. С. 3–9.
7. Brunet M-F. Geodynamic evolution of the pre-Caspian basin after subsidence analysis // ILP, 6-th workshop «Origin of sedimentary basin», Barcelona, 1995. 129 p.
8. Brunet M-F., Volozh Yu.A., Lobkovsky L.I. et al. Subsidence modelling in the Precaspian Basin // IGCP, Annual Meeting, Cairo, 1996. P. 369.
9. Clowes R.M. et al. Lithospheric structure in the southern Canadian Cordillera from a network of seismic refraction lines // Can. J. Earth Sci. 1995. Vol. 32, №10. P. 1485–1519.

А.А. Врублевский¹, В.В. Николаев², В.А. Ахмадулин¹

Геодинамика и сейсмичность Среднего Приамурья

Регион Среднего Приамурья в геодинамическом и сейсмическом отношении изучен весьма слабо. Тем не менее, сегодня можно говорить об основных особенностях сейсмичности этой территории, которые оп-

¹ Институт комплексного анализа региональных проблем (ИКАРП) ДВО РАН, Биробиджан, Россия.

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

ределяются тем, что рассматриваемая территория находится в пределах ортогонального сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов, отличающихся высоким уровнем сейсмичности. Для региона характерно сложное сочетание различных структурно-тектонических и морфогенетических комплексов, строение и состав которых отражают геодинамические условия их формирования.

Здесь выделяются три крупные линейamentные системы: Монголо-Охотская, Танлу и Сихотэ-Алинская. Их потенциальная сейсмичность тесно связана с прочностными свойствами кристаллического фундамента и мощностью земной коры, скоростями новейших и современных движений и их градиентами, протяженностью и размерностью разломно-блоковых структур и их соподчиненностью и др.

Первая прослеживается из Северной Монголии через Забайкалье до побережья Охотского моря на расстояние в 3300 км. С запада на восток вдоль этого этой системы установлено снижение интенсивности тектонических процессов. На западном фланге магнитуды землетрясений превышали 8,0, а на восточном не достигали 6,0 (Гилуйское – 1972г., $M=5,7$; Зейское – 1973г., $M=5,6$).

Система Танлу объединяет одноименные правые сдвиги, прослеживающиеся из Восточного Китая в северо-восточном направлении через Бохайский залив, Маньчжурию на юг Дальнего Востока России. Наиболее значительные катастрофические, до 12 баллов, сейсмические явления в этом поясе наблюдаются в его южной и центральной частях, где он рассекает древнейшие кристаллические образования Китайской платформы. Можно отметить землетрясения 1668г. с $M=8,5$; 1888г. с $M=7,5$; 1969г. с $M=7,4$; 1975г. с $M=7,3$. В пределах территории нашей страны в зоне этого пояса известны землетрясения более умеренной силы: в 1888г. с $M=5,0-6,0$; 1924г. с $M=6,0$ и др. Сихотэ-Алинская система выражена менее ярко, из инструментально зарегистрированных известны землетрясения с $M=4,5-5,0$.

Таким образом, сейсмотектонический процесс в Восточной Азии является производной составной частью динамики крупных геоблоков, направленно смещающихся к востоку и формирующих главные сейсмоактивные линейamentные зоны, их геометрию и поля напряжений. В зависимости от конфигурации контуров геоблоков вдоль их границ развиваются динамически напряженные сейсмоактивные зоны как на участках конвергентных (коллизийных) контактов (Монголо-Охотская зона), так и на участках дивергентных, ведущих к образованию, с одной стороны, взбросовых и взбросово-сдвиговых дислокаций, а с другой – сбросовых и сбросово-сдвиговых.

Среднее Приамурье относится к территориям с умеренным уровнем сейсмичности, при этом здесь, наряду с практически асейсмичными участками, имеются районы, в которых происходили землетрясения силой до 9–10 баллов. Так, в бассейне среднего течения р. Олёкмы в 1958г. произошло два 9-балльных землетрясения, в 1967г. – 9–10-

бальное Тас-Юряхское, а в 1989г. – 8-бальное в бассейне р.Тунгурча. Южнее в течение последних 20 лет произошло несколько довольно сильных землетрясений – уже упоминавшиеся Гилойское и Зейское, а также Селемджинское 1983г. с $M=5,3$, Баджальское 1970г. с $M=5,5$. Так, для территории ЕАО на новой карте сейсмического районирования страны, принятой недавно в качестве официального документа, значительно расширены площади возможного возникновения землетрясений средней силы.

Ю.О. Гаврилов¹, Д.И. Головин¹,
Д.И. Панов², В.Г. Талицкий²

Постдиагенетические изменения вещественных и структурно-текстурных характеристик терригенных толщ при формировании складчатого сооружения Большого Кавказа

Проблема постдиагенетических изменений вещественных и структурно-текстурных характеристик терригенных отложений альпийского складчатого сооружения рассматривается авторами на примере анализа геологического профиля, пересекающего полосу распространения нижне- и среднеюрских толщ центральной части Большого Кавказа по долине р. Терек (рисунок) [1]. На этом профиле тесно сближены несколько структурно-фациальных зон нижней и средней юры, которые различаются своими стратиграфическими разрезами, тектонической структурой, составом отложений и характером их постдиагенетических преобразований.

Нижне- и среднеюрские отложения слагают осевую часть мегантиклинория Большого Кавказа. Продольным Шаухохским надвигом полоса их выходов разделяется на две части (см. рисунок). Северная часть – западное окончание асимметрично построенного Дарьяло-Богосского антиклинория. В его осевой части выступают Дарьяльский и Гвилетский массивы палеозойских гранитоидов. Южное крыло сохранилось фрагментарно, будучи срезано Шаухохским надвигом. Более широкое северное крыло – крутая моноклиналь с отдельными складками, расчлененная продольными разрывами (Суаргомский, Пуйский, Нелхский) на четыре блока (пластины). Южная часть нижне- и среднеюрской полосы – чешуйчато-надвиговая система южного склона аккреционного типа строения. Это серия тектонических пластин (пять наиболее крупных), разделенных надвигами, падающими к северу. Возраст отложений, слагающих пластины, последовательно омолаживается с севера (верхний плинсбах) на юг (байос–бат), а сами отложения в каждой пластине располагаются в нормальной стратиграфической последовательности с падением слоев на север.

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

² Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия.



Геологический профиль через поле развития ниже- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа (р. Терек) и характерные для них структурно-геологические, минералогические и изотопные параметры. Римскими цифрами обозначены тектонические блоки (пластины), разделенные крупными разрывными нарушениями, точками – места отбора образцов пород

А – распределение ассоциаций глинистых минералов: Г + СС + Х + К – гидрослюда – смешанослойный минерал иллит/смектит – хлорит – каолинитовая ассоциация, С+Х – серицит-хлоритовая ассоциация, С (М, П) – серицит мусковитового ряда с примесью парагонита, Г + 7 Å – ассоциация гидрослюда – бертьерин (?); Б – распределение и соотношение различных политипных модификаций 1М и 2М₁ слюдяных минералов; В – диаграмма изменения индекса кристалличности слюдяных минералов; Г – диаграмма изменения степени выраженности в породах кливажа; Д – диаграмма радиологического возраста пород

По степени развития кливажа северная и южная части профиля в целом различаются: в южной части интенсивно кливажированы все породы, в северной – кливаж развит слабее, а в некоторых блоках отсутствует вовсе (см. рисунок, Г). Так, в пластине I северного крыла Дарьяло-Богосского антиклинория кливаж отсутствует. В пластине II он появляется и степень кливажированности пород увеличивается к югу. Отчетливо выраженный кливаж отмечается в пластинах III и IV и особенно интенсивно в осевой части антиклинория. В последнем случае это сопровождается возникновением милонитовых или катаклазитовых текстур. В южной части профиля кливаж развит повсеместно, но особенно интенсивно в III и IV пластинах, где им затронуты как мелко-, так и грубообломочные породы, что свидетельствует о значительных складчатонадвиговых деформациях.

Первоначальный состав глинистых осадков бассейна Большого Кавказа в синемюр-раннеплинских время характеризовался развитием слюда-гидрослюда-каолинитовой ассоциации глинистых минералов. В дальнейшем – в позднем плинсбахе – бате – преобладала гидрослюда-смешанослойный гидрослюда/смектитовый минерал-каолинит-хлоритовая ассоциация, к которой в осевой и южной частях бассейна добавлялся биотит. Современный минеральный состав глинистых пород в пределах большей части профиля представлен серицит-хлоритовой ассоциацией, возникшей в процессе вторичных преобразований (см. рисунок, А–В).

Вещественные и текстурно-структурные изменения толщ, возникшие в результате интенсивных вторичных преобразований, неизбежно должны были повлиять на состояние изотопных систем минеральной массы пород. Для выявления основных трендов эволюции изотопных систем было начато проведение соответствующих исследований с использованием К-Аг метода, который по ряду причин оказался наиболее пригодным для решения стоящих задач. Анализировалась как глинистая фракция < 0,001 мм, выделенная из пород, так и, в ряде случаев, сами породы. Результатом предварительных исследований является установление отчетливого тренда уменьшения измеренного возраста пород с севера на юг, которое происходит параллельно нарастанию степени развития в породах кливажа и изменению минерального состава гли-

нистых отложений (см. рисунок, Д). Причем по сравнению со стратиграфическим возрастом отложений (синемюр-бат ~ 205–160 млн лет) "омоложение" кливажированных пород достигает 100 млн лет и более.

Принципиальное значение имеет вопрос о природе и причинах вторичных преобразований пород. Лучше всего этот вопрос решается на северном крыле Дарьяло-Богосского антиклинория, так как именно там происходит переход отложений, в наименьшей степени подвергшихся вторичным преобразованиям, к зоне максимальных преобразований. В направлении с севера на юг здесь усложняется тектоническая структура – от простой моноклинали (I блок) до сложно дислоцированных складчатых отложений у края Дарьяльского массива (IV блок); увеличивается интенсивность кливажа – от полного отсутствия (I блок) до максимального развития (блок IV). В этом же направлении (особенно в блоке II) наблюдаются наиболее резкие минеральные и текстурные изменения: смена ассоциаций глинистых минералов от гидрослюда-смешанослойный минерал гидрослюда/сметит-каолинит-хлоритовый к серицит-хлоритовой, изменение соотношения политипных модификаций слюд (от $1M > 2M_1$ к $2M_1 \gg 1M$), увеличение степени кристалличности слюд, изменение минерального состава конкреций от сидеритовых к кварц-хлорит-сульфидным. Одинаковые по направленности тренды свидетельствуют и об одинаковой причине этих изменений – стрессовых напряжениях при формировании складчато-надвиговой структуры Большого Кавказа.

Роль геостатических нагрузок в процессе преобразования пород была подчиненной. Об этом, в частности, говорит тот факт, что ааленские отложения северной и южной частей профиля, испытывавшие одинаковые геостатические нагрузки, в разной степени кливажированы и существенно различаются по минеральному составу. Это связано с различными по интенсивности стрессовыми напряжениями, действовавшими на разновозрастные толщи на севере и на юге. Для наиболее древних частей юрского разреза роль геостатической нагрузки в преобразовании пород могла быть большей. Однако в целом периодически проявлявшиеся стрессовые напряжения играли ведущую роль в вещественно-минералогических преобразованиях ниже- и среднеюрских толщ.

По геологическим данным, ранние фазы формирования складчато-надвиговой структуры Большого Кавказа, начальные проявления стрессовых напряжений относятся еще к добайосскому времени. Соответственно, к этому же периоду относятся и связанные с ними вещественно-минералогические и структурные преобразования лейас-ааленских отложений, которые к началу байоса слагали возникшую в осевой части Большого Кавказа систему центральных поднятий. В результате, осадочный материал, начавший поступать в байос-батские бассейны с центральных поднятий, уже характеризовался параметрами, свойственными существенно измененным породам (преобладание слюд политипной модификации $2M_1$).

Закономерное и согласованное изменение вдоль профиля степени развития кливажа, минералогических и изотопных характеристик отложений свидетельствуют о ведущей роли стресса в процессах формирования вещественных и структурно-текстурных характеристик пород.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 01-05-64997 и ФЦП «Интеграция».

Литература

1. Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики нижне- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район р. Терек) // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 1. С. 58–77.

Л.С.Галецкий¹, С.М.Доброхотов²

Геодинамика и палеоостроводужный магматизм на Среднем Приднепровье (Украинский щит)

1. *Тектоническое строение и геодинамика.* На юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы находится Украинский щит, который ориентирован в северо-западном направлении на расстояние 1200 км при ширине 300–400 км. Общее простирание щита и его контуры определяются ограничивающими его разломами. На восточной половине Украинского щита находится Среднеприднепровский мегаблок, имеющий размеры 180х180 км; форма мегаблока приближается к квадратной. Среднеприднепровский мегаблок четко и резко отделяется от соседних мегаблоков глубинными разломами мантийного заложения – на западе от Кировоградского мегаблока – Криворожско-Кременчугским, а на востоке от Приазовского мегаблока – Орехово-Павлоградским.

Между перечисленными мегаблоками присутствуют линейно-удлиненные зоны, так называемые сутурные зоны. Восточная краевая часть Кировоградского мегаблока, примыкающая к Среднеприднепровскому мегаблоку с запада, – Западно-Ингулецкая внешняя зона – ориентирована в север-северо-восточном направлении и имеет клиновидную форму при ширине 10 км в южной части до 45 км – в северной. В то же время, западная краевая часть Приазовского мегаблока, примыкающая к Среднеприднепровскому мегаблоку с востока, – Орехово-Павлоградская внешняя зона – ориентирована также в север-северо-восточном направлении и также имеет клиновидную форму при ширине 35 км в южной части до 10 км в северной. На стыке мегаблоков их внутренние

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАН Украины, Киев, Украина.

² Институт геохимии, минералогии и рудообразования (ИГМР) НАН Украины, Киев, Украина.

структуры отличаются друг от друга, так как каждый из них имеет свой план и характер складчатости, в том числе, – простирающие и величину складчатых форм.

Среднеприднепровский мегаблок представляет собой гранит-зеленокаменную область, где преобладают крупные, достигающие в поперечнике многих десятков километров, гранито-гнейсовые купола и межкупольные синклинали. Это так называемый глубинный тип складчатости. На территории Среднеприднепровского мегаблока наблюдаются глубинные разломы, в том числе, – Днепродзержинский, Конкский, Хортицкий и другие, которые являются внутрикоровыми. В большинстве разломов находятся дайки основных пород, а также аплитовых и пегматитовых гранитов. Весьма своеобразным является Девладовский глубинный разлом широтного простираения, который наблюдается на расстоянии 180 км и относится к разломам мантийного заложения. В этом разломе находится широкий спектр дайковых пород ультраосновного и основного состава.

В соответствии с данными геофизических исследований (ГСЗ), в пределах Среднеприднепровского мегаблока поверхность протофундамента прослеживается на глубине 14 км, а граница Мохо – на глубине 28–29 км [1]. В Западно-Ингулецкой и Орехово-Павлоградской внешних зонах, которые в верхнем архее и протерозое испытали тектоническое сжатие и орогенез, мощность земной коры значительно больше, чем в центральной части Среднеприднепровского мегаблока. Здесь поверхность протофундамента залегает на глубине 10–14 км, а граница Мохо – на глубине 38–42 км, при этом вертикальная амплитуда смещения границы Мохо по плоскостям глубинных разломов мантийного заложения, ограничивающих Среднеприднепровский мегаблок с запада и востока, достигает 10 км. Эти разломы являются долгоживущими на протяжении всей геологической истории региона.

В верхнем архее и протерозое при тектоническом сжатии и орогенезе во внешних зонах происходило наращивание гранитного слоя земной коры. При продолжавшейся тектонической активности региона восточная краевая часть Западно-Ингулецкой структурно-формационной зоны и западная краевая часть Орехово-Павлоградской такой же зоны испытали взбросо-сдвиговые напряжения. Западно-Ингулецкая внешняя зона подверглась сжатию в северо-восточном направлении, а Орехово-Павлоградская такая же зона – в северо-западном направлении. В результате этих взбросо-сдвигов восточная краевая часть Западно-Ингулецкой внешней зоны и западная краевая часть Орехово-Павлоградской такой же зоны были надвинуты на жесткий фундамент Среднеприднепровского мегаблока с последующей частичной денудацией надвинутых блоков.

Среднеприднепровский мегаблок сложен позднеархейскими гранитоидами следующих комплексов (таблица) [2]. Гранитоиды днепропетровского комплекса, представленные гнейсо-гранитами трондьемитоналитового состава, относятся к комплексу «серых гнейсов» и под-

стилают зеленокаменные пояса [3]. Характерной особенностью древнейших гранитоидов является высокая концентрация в них Sr, превышающая в отдельных случаях 700 г/т, и обеднение их Rb. Все процессы корового гранитообразования (анатексис, палингенез, метасоматоз, селективное плавление) ведут к обеднению Sr и обогащению Rb образующихся расплавов и пород по сравнению с исходным материалом. Для гранитоидов днепропетровского, сурского и demuри́нского комплексов (трондьемиты–тоналиты) характерны очень низкие отношения Ca/Sr и Rb/Sr, что свидетельствует о процессах наращивания сиалической коры за счет переработки мантийного эффузивного материала. Постоянство низких величин Ca/Sr и Rb/Sr отражает устойчивость геохимических характеристик поступавших глубинных растворов при переработке этого материала. Микроклинсодержащие мокромосковские граниты имеют высокие отношения Ca/Sr и Rb/Sr, что указывает на дифференциацию гранитного расплава при анатексисе, палингенезе и селективном плавлении.

Содержание Ca, Rb и Sr в гранитоидах Среднего Приднепровья УЩ

Комплекс	Абсолютный возраст, млн лет	Ca, г/т	Sr, г/т	Rb, г/т	Ca/Sr	Rb/Sr
Днепропетровский	3200–3100	32300	700–750	30–35	45	0,04
Сурский	3120 ± 35	26500	650–660	45–55	40	0,08
Демури́нский	3000–2800	18200	370–380	50–60	49	0,15
Мокромосковский	2800	10900	120–130	150–60	87	1,24

При выяснении генезиса гранитоидов важное значение имеет отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В трондьемитах и тоналитах наиболее раннего днепропетровского комплекса отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0,704 – 0,710. Это дает основание полагать, что гранитоиды относятся к сиалической коре, однако в их образовании принимали участие первичные мантийные породы и растворы. В гранитах наиболее позднего мокромосковского комплекса отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ более 0,710, т.е. это типично коровые образования. Формирование мокромосковских гранитов завершает тектономагматический период развития Среднеприднепровского мегаблока как гранит-зеленокаменной области. Микроклинсодержащие граниты токовского комплекса (2750–2650 млн лет), дайки и жилы аплитовых и пегматоидных гранитов, дайки основных и ультраосновных пород относятся к постскладчатым образованиям и приурочены к тектоническим зонам.

Среди гранитоидов Среднеприднепровского мегаблока, в первую очередь, среди demuри́нских, наблюдаются шаровые текстуры, обусловленные наличием орбикулей. Орбикулярные граниты можно рассматривать как реликты диапиров гранитов. На глубинном геофизическом разрезе Среднеприднепровского мегаблока граница Мохо значительно приподнята, а гранитный слой имеет утонченную мощность, что спо-

собствовало образованию диапиров в гранитном слое земной коры при перераспределении тектонических напряжений [2].

2. *Зеленокаменные пояса и палеоостроводужный магматизм.* Среднеприднепровский мегаблок представлен гранит-зеленокаменной областью, на территории которой находится два зеленокаменных пояса – Конкско-Белозерский и Базавлукский. Конкско-Белозерский пояс расположен на восточном краю мегаблока и ориентирован в субмеридиональном направлении на расстояние около 150 км при ширине 5–20 км. Базавлукский пояс расположен в срединной части мегаблока и также ориентирован в субмеридиональном направлении на расстояние около 150 км при ширине 5–20 км, однако в своей средней части пояс имеет изгиб к востоку в районе Сурского синклинория. Авторами установлено, что на Среднеприднепровском мегаблоке распространены зеленокаменные структуры двух типов [4]. Структуры первого типа – Сурская, Верховцевская и Чертомлыкская, входящие в состав Базавлукского пояса, имеют форму, близкую к изометрической. Структуры второго типа, входящие в состав Конкско-Белозерского пояса, имеют линейно-удлиненную форму. Некоторыми чертами структур второго типа обладает Криворожско-Кременчугская структурно-формационная зона, находящаяся на западном краю мегаблока. Выделенные два типа зеленокаменных структур сходны с двумя типами структур, распространенных в гранит-зеленокаменных других докембрийских кратонах [4]. Однако из-за локальной близости отдельных зеленокаменных структур на территории Среднеприднепровского мегаблока их геолого-стратиграфическое строение имеет некоторые общие черты, характерные для зеленокаменных поясов первого и второго типов.

Стратиграфический разрез зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока представлен породами конкской (3170–3030 млн лет) и белозерской (3000–2850 млн лет) серий. Нижняя часть разреза этих структур сложена мощной толщей ортоамфиболитов по толеитовым базальтам (мощность более 1000 м), которая относится к нижней свите конкской серии. В средней свите этой серии преобладают хемогенно-осадочные породы с маломощными пластами безрудных и малорудных железистых кварцитов. Верхняя свита конкской серии представлена метаосадочными породами, среди которых наблюдаются прослои вулканогенных пород от ультраосновного до кислого составов.

В Конкском синклинории, находящемся на северной половине Конкско-Белозерского зеленокаменного пояса, на Кирпотинском участке авторами установлены апобониниты в верхней свите конкской серии. По петрохимическим характеристикам изученные апобониниты соответствуют ряду бонинит-марианит (рис. 1 и 2) [5].

В Белозерском синклинории, находящемся на южной половине Конкско-Белозерского зеленокаменного пояса, на северо-восточном участке структуры в верхней части верхней свиты конкской серии присутствуют магнезиальные андезиты толеитовой серии, представленные андезитовыми апопорфиритами.

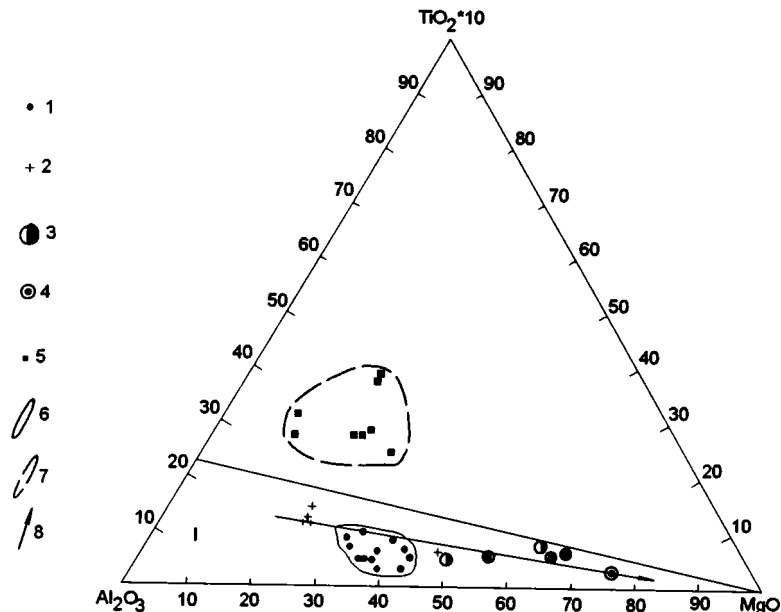


Рис. 1. Диаграмма (Al_2O_3 - TiO_2 - MgO состава пород ряда марианитов-бонинитов и толеитов.

1 — апобониниты Кирпотинского участка; 2 — бониниты; 3 — переходные породы марианиты-бониниты; 4 — марианиты; 5 — толеиты; 6 — поле апобонинитов; 7 — поле толеитов; 8 — тренд марианиты-бониниты; 1 — поле марианит-бонинитовой ассоциации [5].

Таким образом, в Конкско-Белозерском зеленокаменном поясе наблюдается дифференцированная серия магматических пород тектономагматического цикла, которому соответствуют породы конкской серии (3170-3030 млн лет). Нижняя свита этой серии представлена мощной толщей (более 1000 м) ортоамфиболитов по толеитовым базальтам, а в верхней свите присутствуют апобониниты и магнезиальные андезиты толеитовой серии. Такая смена разновидностей эффузивных пород по стратиграфическому разрезу подтверждает, что толеитовые базальты образуются в наиболее раннюю магматическую стадию. Вместе с тем, бониниты, образующиеся после толеитовых базальтов, характерны для начальных этапов магматической деятельности юных и зрелых островных дуг и отсутствуют в развитых дугах. Магнезиальные андезиты толеитовой серии завершают магматический цикл, которому соответствует конкская серия.

В верхнем архее и протерозое Среднеприднепровский мегаблок подвергся сжатию со стороны Кировоградского и Приазовского мегаблоков. Вследствие этого в условиях повышенных давлений в зонах глубоинных разломов субмеридионального направления произошло образование хлоритоида в кварц-серицитовых филлитовидных сланцах Кри-

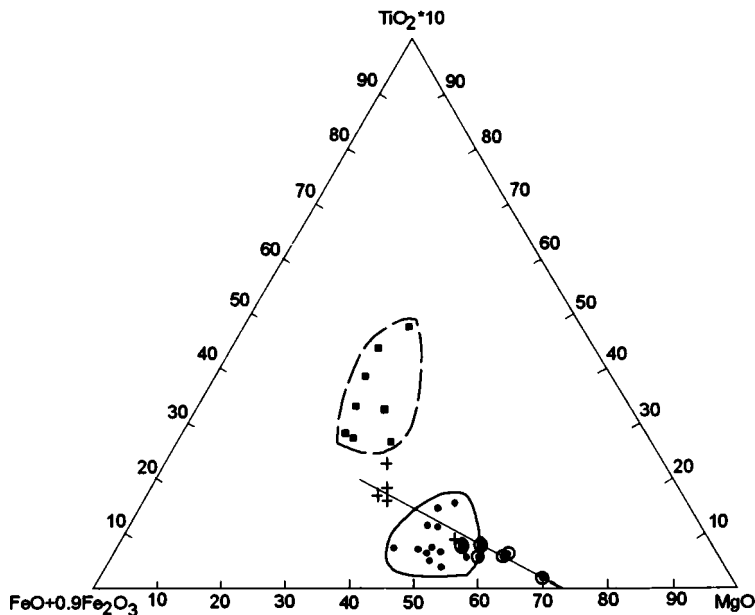


Рис. 2. Диаграмма $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)\text{--TiO}_2\text{--MgO}$ состава пород ряда марьянитов–бонинитов и толсеитов. Условные обозначения см. на рис. 1.

ворожского и Белозерского синклиналиев. Интенсивная дизъюнктивная тектоника в этих синклиналиях, а также в Кременчугском синклиналии, привела к деструкции залежей железистых (магнетитовых) кварцитов, что способствовало интенсивному протеканию гипергенных процессов с образованием богатых мартитовых и дисперсногематит-мартитовых железных руд (1770–1100 млн лет).

Литература

1. Галецкий Л.С., Доброхотов С.М., Трипольский А.А. Строение и тектоника зеленокаменных структур Среднего Приднпровья (Украинский щит) // ДАН Украины. 1997. №12. С.114–117.
2. Галецкий Л.С., Доброхотов С.М. Дипапризм гранитоидов на Среднем Приднпровье Украинского щита // Там же. 1994. №11. С. 104–107.
3. Галецкий Л.С., Доброхотов С.М. Позднеархейские «серые гнейсы» Среднего Приднпровья Украинского щита // Там же. 1997. №1. С. 125–128.
4. Галецкий Л.С., Доброхотов С.М. Эволюция зеленокаменных поясов на Среднем Приднпровье (Украинский щит) // Там же. 2000. №3. С. 125–128.
5. Галецкий Л.С., Доброхотов С.М. Позднеархейские апобониниты Среднего Приднпровья (Украинский щит) // Геол. журн. 1998. №3/4. С. 132–138.

Трансрегиональные рудоконцентрирующие мегазоны активизации Украины

Особый интерес представляет выделение на Восточно-Европейской платформе трансблоковых сквозных активизированных структур – мегазон активизации, представляющих собой планетарные пояса, сконцентрировавшие в своих пределах крупные рудные месторождения различного возраста [1]. Мегазоны унаследованно развиваются в фундаменте и в осадочном чехле, проявляя признаки тектономагматической активизации от раннего протерозоя вплоть до четвертичного времени. В их пределах отмечена активизация мантии, что выражено в образовании интрузий с явно щелочной направленностью. В фанерозое обычно проявляются глыбовые дислокации с образованием впадин и грабен, заполненных терригенными осадками и вулканитами.

На территории Украины авторами выделяется система из трех сквозных широтных мегаструктур, в пределах которой концентрируются почти все крупные рудные месторождения [1].

Северо-Украинская мегазона активизации выделяется между 51° и 52° с.ш. на всей территории Украины, за ее пределами на восток прослеживается по территории Воронежского массива, на запад – Беларуси и Польши.

Начиная с верхнего протерозоя, в зоне происходят интенсивные глыбовые подвижки, с которыми связано образование ступенчато-клавишной структуры с чередованием впадин и выступов (Овручская грабен-синклиналь, Припятский прогиб, Брагинский выступ, Луковско-Ратновский горст и др.).

Мегазона контролирует размещение Пержанского редкометалльного рудного поля, месторождения самородной меди в волинских траппах; Дубравинское апатитовое месторождение в карбонатитах, золоторудные месторождения, связанные с железисто-кремнистой формацией Воронежского массива; золото-никелевые месторождения Калач-Эртильской зоны. На ее продолжении на территории Польши размещаются серебро-полиметаллические поля Силезии.

Вдоль 48° с.ш. выделяется Центрально-Украинская сквозная рудоконцентрирующая структура, в пределах которой расположена большая часть крупных рудных месторождений Украины и смежных территорий. Это практически все золоторудные объекты Украины [2] (Карпаты, Украинский щит, Донбасс – рис. 1), Богемского массива, Пражского бассейна и др. В узлах пересечения ее с глубинными зонами разломов других направлений концентрируются месторождения железа, марганца, урана, цветных и редких металлов, флюорита и др.

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАН Украины, Киев, Украина.

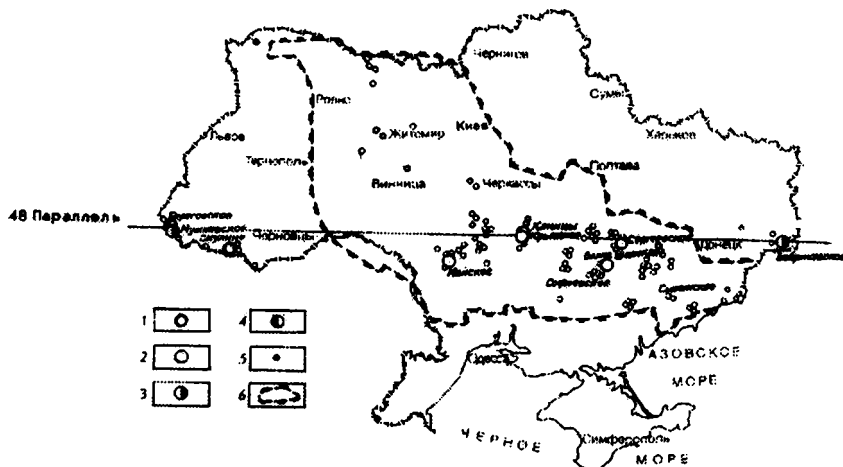


Рис. 1. Золотые месторождения Украины.

1, 2 – золотые месторождения: 1 –разведанные, 2 – которые разведываются; 3, 4 – золото-полиметаллические месторождения: 3 – разведанные, 4 – которые разведываются; 5 – рудопроявления золота; 6 – Украинский щит

В последнее время к этому рангу мы относим сквозную субширотную трансрегиональную зону, выделяющуюся вдоль южной границы Восточно-Европейской платформы – Южно-Украинскую. На всем своем протяжении зона нефтегазоносна. На пересечении ее с участком разворота Карпат расположены эпицентры современных интенсивных землетрясений (район Вранча).

В пользу существования субширотных трансрегиональных зон активизации свидетельствует система геологических, геофизических, геохимических, геоморфологических признаков, а также аномальное глубинное строение земной коры в пределах зон. Наиболее четко выделяются системы разновозрастных разломов субширотного простирания, по размерам зон сгущения которых условно определены границы мегазон активизации. В пределах зон фрагментарно размещаются дайковые пояса, области развития полей щелочного метасоматоза, интрузий разного состава преимущественно со щелочной направленностью; характерно развитие палеовулканических структур, гидротермально-метасоматической и эксплозивной деятельности в узлах пересечения с глубинными зонами других направлений.

Наиболее выразительна их рудоконцентрирующая роль (рис. 2), Как показывает построенная гистограмма распределения месторождений и крупных рудопроявлений цветных, редких и благородных металлов вдоль широт, почти 80 % известных высоких концентраций сосредото-

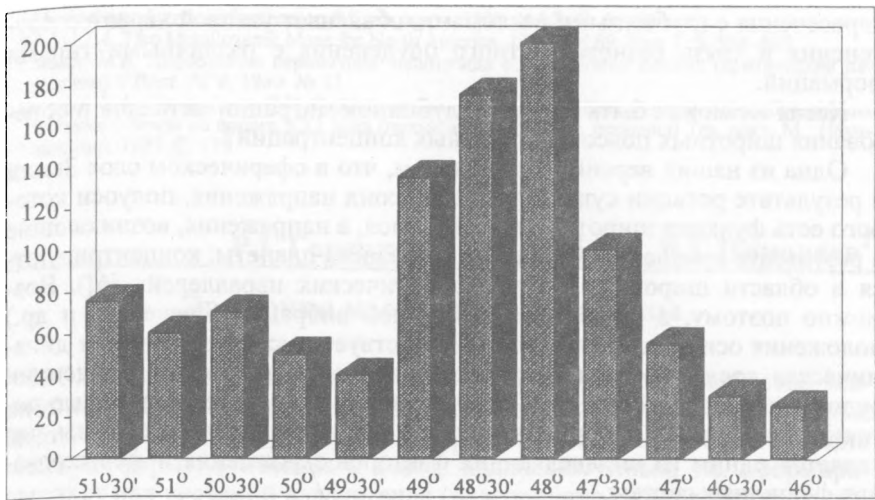


Рис. 2. Гистограмма распределения месторождений и рудопроявлений вдоль широт (редкие, цветные и благородные металлы)

чено в широтной полосе 47°30'–49°, т.е. в зоне шириной около 180 км (линеamente второго порядка по: [3]).

О том, что зоны активны в фанерозое и вплоть до настоящего времени свидетельствуют результаты многофакторного анализа данных по осадочному чехлу, полученные с использованием новых компьютерных программ [4]. Сквозная субширотная зона отражается в модели аномального строения осадочного чехла и четко выделяется на фоне других геологических структур.

Наблюдаемые высокие концентрации металлов в широтных зонах активизации Украины позволяют нам вернуться к проблеме, еще недостаточно изученной, но необыкновенно интересной: концентрации металлов вдоль широтных глубинных линеаментов (на подобное явление в Северной Америке обратил внимание еще в 1980 г. Джеймс Ноубль [5]), тектономагматическая активизация в пределах которых происходит полициклично, полихронно с образованием уникальных месторождений, характеризующихся неоднократным перераспределением и многоэтапной полихронной концентрацией рудного вещества. Причем, проявляется определенная специализация выделяемых зон: Северо-Украинская – медь, редкие металлы; Центрально-Украинская – золото, уран, редкие металлы; Южно-Украинская – углеводороды. Интересно, что аналогичная закономерность установлена и для Северо-Американского континента: вдоль 50–52° с.ш. наблюдаются высокие концентрации меди, редких металлов; вдоль 48° с.ш. – золота, серебра [5].

Повышенная проницаемость в пределах таких зон, особенно в узлах

пересечения с глубинными разломами, объясняет узловый характер оруденения и связь разновозрастного оруденения с различными типами формаций.

Какая же может быть причина глубинной миграции металлов и образования широтных поясов аномальных концентраций?

Одна из наших версий состоит в том, что в сферическом слое Земли в результате ротации существует эллипсоид напряжения, полуоси которого есть функция широты и глубины слоя, а напряжения, возникающие в результате изменения ротационного режима планеты, концентрируются в области широтных поясов («критических параллелей» [6]). Возможно поэтому, в результате постоянной вибрации (прецессия и др.) положения оси вращения, в зонах существует высокоградиентная динамическая среда, которая (согласно флюиднодинамической концепции рудо- и нефтеобразования [7]) направляет и фокусирует флюидные потоки, а возможно, и глубинную миграцию рудных элементов в зоны, что является одним из определяющих факторов зарождения и формирования флюидных систем.

По принципу взаимной дополнителности взаимодействуют внешние и внутренние факторы, в результате чего происходит самоорганизация рудообразующих систем. Внешний фактор здесь – космогенный, внутренний – периодическая тектономагматическая активизация глубинных оболочек Земли.

Изучение глубинных линеаментов аномальной концентрации металлов с позиций новых теоретических концепций и построение синергетических моделей рудообразующих систем открывает новые перспективы как теоретического, так и прикладного значения.

Сопоставление полученных данных с другими регионами мира показало наличие структур такого же типа в пределах всех крупных континентов. Это дает основание для выделения общепланетарной геодинамической системы сквозных трансрегиональных рудоконцентрирующих мегазон активизации – «Геотранс». Дальнейшее ее изучение открывает новые перспективы для выявления крупных и уникальных месторождений, а также необходимо для учета площадей повышенной сейсмичности и экзогеодинамической активности при строительстве крупных объектов и предотвращении катастроф.

Литература

1. Галецкий Л.С., Шевченко Т.П. Планетарна геодинамічна система наскрізних рудоконцентруючих зон активізації (на прикладі Східно-Європейської платформи і Карпато-Балканського регіону) // Геол. журн. 1998. №1/2. С. 54–65.
2. Галецкий Л.С., Соловьев Г.С., Николаенко Б.А. Широтные линеаменты Украины и их металлогеническое значение // Геофизические методы изучения систем разломов земной коры и принципы их использования для прогнозирования рудных месторождений: Тез. докл. Днепропетровск: 1988. С. 78–80.
3. Сквозные рудоконцентрирующие структуры. М.: Наука, 1989. С. 29–34.
4. Galeitsky L.S., Kabanov V.O., Belanov V.M., Volyk O.S. The experience in mapping of Ukrainian

- Shield through zones of activation // Геол. журн. 1998. №1/2. С. 66–70.
5. Nouble J.A. Two Metallogenic Maps for North America. 1980. Bd 69. Hest 2. S. 594–607.
6. Стопас М.В. Деформация параметров эллипсоида с изменением сжатия (критические параллели) // Вест. ЛГУ. 1959. № 13.
7. Соколов В.А., Старостин В.И. Флюидодинамическая концепция рудо- и нефтеобразования // Науки о Земле на пороге XXI века (новые идеи, подходы, решения) Тез. докл. М.: Научный мир, 1997. С. 176.

Р.Г.Гарецкий¹, Р.Е.Айзберг¹, В.Г.Николаев²

Эволюция московской синеклизы

Н.С.Шатский рассматривал Московскую синеклизу в качестве тектонотипа. Она принадлежит к интракратонным синеклизам, которые имеют, как правило, замкнутые контуры и изометричную округлую или овальную форму, относится к классу надавлакогенных, т.е. сформировавшихся над системой авлакогенов (палеорифтов) и является пострифтовой структурой.

На территории Московской синеклизы фундамент во многих местах перекрыт осадочно-магматическими породами квазиplatformенного этапа развития раннего и, возможно, среднего рифея мощностью 1,5–2 км. В настоящее время они выполняют относительно небольшие грабены, прогибы и впадины в наиболее прогнутых частях Московской синеклизы, главным образом в пределах авлакогенов позднего рифея. Отсюда можно сделать вывод, что эти структуры образовались или в начальную стадию возникновения рифтовой системы, или, возможно, осадочно-магматические образования нижнего–среднего рифея имели более широкое распространение в виде относительно маломощного плаща (1–2 км) и сохранились в основном в пределах грабенов, возникших после их формирования. Тогда следует признать высокое стояние платформ и их существенный размыв на рубеже 1300–1200 млн лет, т.е. в начале среднего рифея.

В основании Московской синеклизы в ее приосевых частях расположены рифейско-ранневендские Среднерусский, Гжатский, Московский палеорифты, а в прибортовых – северный сегмент Вольно-Оршанского и северо-западная часть Пачелмского авлакогенов, сформировавшиеся в основном в среднем–позднем рифее (рисунок). Это – катаплатформенные образования авлакогенного этапа развития кратона. Зарождение и дальнейшая эволюция синеклиз, в том числе и Московской, связаны с продолжающимися процессами растяжения, которые наиболее сильно проявились при развитии подстилающих их палеорифтов и были вызваны, скорее всего, астеносферными диапирами или линзами.

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

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

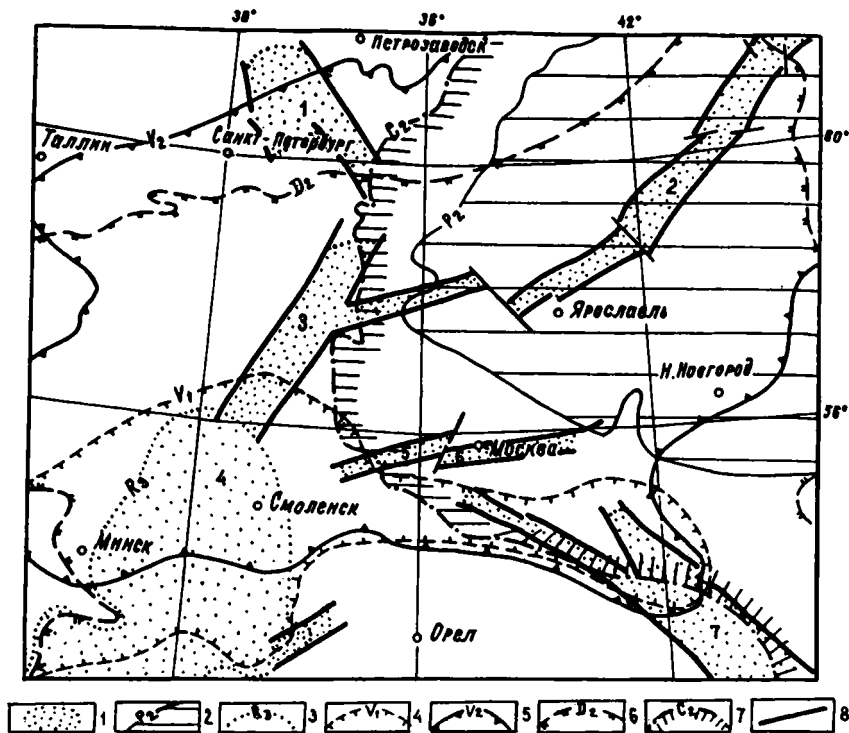


Схема расположения позднерифейских авлакогенов и границ распространения структурных комплексов территории Московской синеклизы

Области распространения: 1-верхнерифейских образований, 2-верхнепермских отложений; 3-7 - границы распространения отложений: 3-верхнерифейских, 4-нижневендских, 5-верхневендских, 6-среднедевонских, 7-среднекаменноугольных; 8-разломы.

Цифры на схеме (авлакогены, грабены и впадины): 1-Ладожская, 2-Среднерусский, 3-Крестцовский, 4-Оршанская, 5-Гжатский, 6-Московский, 7-Пачелмский

Остывание последних и вызванное этим уплотнение глубинного вещества повлияло на образование надрифтовых синеклиз.

Ядром («прародительницей», протоструктурой) Московской синеклизы явилась Оршанская впадина, выполненная главным образом терригенными отложениями оршанской свиты верхнего рифея.

В раннем венде (время формирования ледниковых образований лапландского горизонта, вулканогенных и туфогенно-осадочных пород волинского горизонта) указанная протоструктура существенно расширилась не только вокруг Оршанской впадины, но и в виде отходящего от нее протяженного субширотного прогиба, идущего по линии Гжатского, Московского и Пачелмского палеорифтов от района Смоленска к Рязани.

Только в позднем венде (главным образом, терригенные образования редкинского и котлинского горизонтов валдайского комплекса) площадь распространения отложений резко расширилась, захватив обширное пространство Восточно-Европейского кратона. В это время впервые возникла Московская синеклиза, причем ее осевая часть прошла по линии Среднерусского авлакогена, имеющего в целом северо-восточное простирание. Такое интенсивное расширение бассейна произошло достаточно быстро и приурочено ко времени образования отложений нижней части редкинского горизонта (плетневская и гаврилов-ямская свиты). Мощности отложений всех свит верхнего венда четко отражают опускание того же северо-восточного простирания. Мощности отложений редкинского горизонта (гаврилов-ямская и непейцинская свиты), а также любимской свиты поваровской серии фиксируют не только это направление, но и погружения, связанные с субширотными Гжатским и Московским грабнями и северо-западным окончанием Пачелмского авлакогена. Максимум прогибания приурочен к северо-восточной части синеклизы. Бассейн осадконакопления распространялся на территорию современной Мезенской синеклизы, хотя в его пределах выделялась обособленная Московская синеклиза, ограниченная на северо-востоке седловиной.

В балтийское время раннего кембрия бассейн осадконакопления был открытым на запад, в сторону Балтийской гемисинеклизы. В надбалтийском кембрии, ордовике и, частично, силуре продолжали интенсивно «работать» различные сегменты Среднерусского авлакогена, а Гжатский и Московский грабены и северо-западное окончание Пачелмского авлакогена оказались даже вне пределов осадконакопления бассейна Московской синеклизы этого времени.

В среднем девоне вновь произошло существенное расширение бассейна, связанного с субширотным погружением синеклизы, размеры которой практически сравнялись с поздневендской структурой, причем наиболее опущенные части синеклизы примерно совпали как с Гжатским и Московским грабнями, так и со Среднерусским авлакогеном. В позднем девоне картина сохранилась в общем прежней, хотя ось синеклизы унаследовала только субширотный сегмент Среднерусского авлакогена, а также частично Гжатский, Московский грабены и северо-западную оконечность Пачелмского авлакогена. В раннем карбоне Московская синеклиза значительно сократила свои размеры и состояла из двух впадин, расположенных над упомянутыми ранее палеорифтами. В то же время, области осадконакопления в девоне и карбоне широко раскрывались к востоку.

Со среднего карбона синеклиза как замкнутая структура уже не существовала, а вся территория ее восточной части вошла в обширную Приуральскую гемисинеклизу (моноклизу), которая представляет собой крупный структурный залив, раскрывавшийся к востоку. В перми и триасе эта моноклиза обозначилась еще более четко и все больше смещалась в сторону Урала.

Таким образом, Московская синеклиза как замкнутая крупная структура Русской плиты впервые возникла в позднем венде. В течение своего тектонического развития она меняла свою форму и размеры, неоднократно происходила миграция областей осадконакопления и участков наибольшего прогибания. В среднем карбоне она как замкнутая структура типа синеклизы полностью прекратила свое существование, т.е. развитие Московской синеклизы охватывает время от позднего венда до раннего карбона (в абсолютном летосчислении это – примерно 300 млн лет). Даже в этот этап происходило несколько «открытий» бассейнов осадконакопления в разных направлениях, т.е. синеклизы, хотя и выделялась в мощностях отложений и области наибольшего прогибания, но не была полностью изолированной. В позднем палеозое – триасе восточная часть ее территории вошла в состав Приуральской гемисинеклизы (моноклизы).

Работа выполнена при поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-036 Р) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00-05-81141 Бел 2000-а) – совместный проект.

Ю.Г.Гатинский¹, Г.Л.Владова²

Насколько едино Тихоокеанское «огненное кольцо»? (О фрагментации и фрактальности островных дуг и активных окраин)

В большинстве работ 50–70-х годов XX в. гигантское Тихоокеанское «огненное кольцо» рассматривалось как единая планетарная структура, характеризующаяся развитием действующих вулканов, высокой сейсмичности, зон поддвига океанической коры под континентальную в пределах островных дуг и активных окраин, многочисленных рудных месторождений [1–4]. Одним из первых обратил внимание на неоднородность кольца С.Уеда [5], выделивший два главных типа зон субдукции: Марианский (Западно-Тихоокеанский) с крутым падением сейсмофокальной зоны (СЗ), преобладанием растяжения в дуге и тылу, с преимущественно медноколчеданным оруденением, и Чилийский (андийский), с пологим падением СЗ, преобладанием сжатия и меднопорфирового оруденения. Их располагают обычно по противоположным сторонам Тихого океана. Однако анализ строения различных сег-

¹ Государственный геологический музей (ГГМ) РАН, Москва, Россия

² Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики (МИТΠΑИ) РАН, Москва, Россия

ментов Тихоокеанского кольца, сейсмичности и рудных месторождений позволил установить более сложные соотношения [6, 7]. Рассмотрение Курило-Камчатской, Японской и примыкающей к кольцу со стороны Индийского океана Зондской дуг показало, что эти, казалось бы, единые, структуры распадаются на отдельные сегменты, заметно отличающиеся друг от друга по интенсивности сейсмичности, углу наклона СЗ, скорости конвергенции и другим параметрам (таблица).

В целом, к Марианскому типу могут быть отнесены сегменты перечисленных и других структур Тихоокеанского кольца, для которых характерны: 1) появление океанической или субокеанической коры в тылу дуги; 2) как правило, наиболее высокая скорость субдукции (до 9,5–10 см/год); 3) погружение наиболее древней для данной зоны субдукции океанической коры; 4) максимальные углы наклона СЗ (до 50–85°) и максимальная глубина ее погружения (до 650–700 км); 5) наличие брешей и разрывов вдоль падения СЗ, часто отрыв слэба, устанавливаемый по сейсмическим данным (см. таблицу, 11,13,16); 6) наибольшее выделение сейсмической энергии над СЗ. Нам пока не везде удалось разделить эту энергию по отдельным сегментам, но предварительные расчеты показывают, что максимальное количество ее всегда приходится на участки крутого погружения СЗ. Характерно, что выпадающие из установленных закономерностей участки кольца с противоречивыми признаками приходится или на сегменты с отгороженным океаническим бассейном в тылу (см. таблицу, 2), или на СЗ, падающие от континента (см. таблицу, 8,14,15). Несомненно большей детализации требуют части кольца, относящиеся к Центральной и Южной Америке (см. таблицу, 17,18).

В заключение отметим еще два момента, требующие дальнейшего исследования. Это роль поперечных разломов, как правило, диагональных крупных сдвигов, разделяющих отдельные сегменты (Альпийский, Д'Антракто, Филиппинский, Фосса-Магна и др.), на которые одним из первых обратил внимание В.Е.Ханн [8]. Возможно, что они отвечают границам достаточно древних неоднородностей в литосфере и подстилающей мантии. Второе замечание касается природы тыловых зон растяжения, которые могут быть связаны с глубинными геодинамическими процессами так называемой «задуговой плюмтектоники» [6]. Такие процессы могут инициироваться погружением круто падающих слэбов и вслед за этим сами оказывать влияние на эволюцию переходных зон. Одним из возможных доказательств автономности тылового растяжения является приуроченность к примыкающим наиболее дистальным участкам соседних дуг калиевого щелочного вулканизма шошонитовой ассоциации [9] (Западная Камчатка, северная часть Зондской дуги на Яве и Сумбаве и др.).

Таким образом, различные типы зон субдукции, установленные ранее для противоположных сторон Тихого океана, сменяют друг друга по простиранию, что приводит к разделению Тихоокеанского кольца на самостоятельные сегменты с разным строением, металлогенией и гео-

динамической эволюцией. В этом можно видеть пример фрактальности частных структур по отношению ко всему кольцу, для которого в целом характерно преобладание Чилийского типа на востоке и Марианского на западе. Авторы признательны за участие в расчетах сейсмической энергии В.В.Рожковой и за конструктивное обсуждение затронутых проблем Д.В.Рундквисту, в рамках научной школы которого (проект РФФИ № 00-15-98535) проводится данное исследование.

Литература

1. Штилле Г. Некоторые данные и соображения о мировых океанах и обрамляющих их районах // Г.Штилле. Избранные труды. М.: Мир, 1964. С. 864–885.
2. Менард Г. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 273 с.
3. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. Земля: Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974. Т.1. 394 с.
4. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
5. Uyeda S. Subduction zones: An introduction to comparative subductology // Tectonophysics. 1982. V.81. P. 153–160.
6. Гатинский Ю.Г., Владова Г.Л., Рожкова В.В. Сейсмичность и металлогения конвергентных границ плит в зонах субдукции // ДАН. 2000. Т. 371, №6. С. 806–810.
7. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л. и др. Зоны субдукции: Действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Электрон. науч.-информ. журн. «Вестн. ОГПТГН РАН». 2000. № 3(13)*2000. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/3-2000/subduction.htm#begin
8. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны: Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
9. Ротман В.К. Магматизм островных дуг // Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана / Под ред. Л.И.Красного. Л.: Недра, 1978. Т. 2. С. 133–160.

М.Д.Гесь¹

Фрагменты аллохтона островодужно-краевоморских геодинамических комплексов в каледонском орогене Тянь-Шаня: обдукция на микроконтинентальный блок

Кембрийско-тремадокский эпизод субдукции Ишим-Нарынского океанического бассейна (ветвь Палеоазиатского океана) под Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент с формированием энсиматической островодужной системы, включая надсубдукционный спрединговый задуговой бассейн (Киргизско-Терскойский), в допозднеаренигское время сменился коллизией этой системы с микроконтинентом и обдукцией ее фрагментов на последний.

Самая простая общепризнанная схема перехода субдукции в коллизию дуги с микроконтинентом (континентом) обеспечивается вариантом субдукции под дугу от микроконтинента с последующим их столкновением. Однако при таком направлении субдукции Киргизско-Терской-

¹ Институт геологии НАН Кыргызстана, Бишкек, Кыргызстан.

ский бассейн не был бы задуговым надсубдукционным, а как было показано нами [1, 2], он был именно таким.

Коллизия островодужной системы с Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентом началась с обдукции фрагментов офиолитового комплекса задугового бассейна на пассивную окраину последнего. Аллохтонное залегание офиолитов на комплексах микроконтинента во многих местах подчеркивается их положением в ядрах синформных складок, образованных конформно подошвой аллохтона и слоями отложений автохтона [3]. Кроме того, несмотря на интенсивную деструкцию аллохтона поздними (позднепалеозойскими и неотектоническими) разрывами и позднеордовикскими гранитоидами, в некоторых местах сохранились более ранние (обдукционные) структурные соотношения этих резко различных по своему происхождению комплексов. Наблюдается несколько вариантов таких соотношений, наиболее показательное из них установлено и изучено мною в горах Тегерек, Чоломо и Кызылмойнок (Южное Прииссыккуль).

В горах Тегерек сочетаются комплексы микроконтинента и офиолитовой ассоциации. Фундамент первого сложен гнейсами и кристаллическими сланцами (900–1100 млн лет по U-Pb методу по циркону). Структурно (и стратиграфически) выше этого комплекса присутствуют фации континентального рифта, представленные апотрахибазальтовыми зелеными сланцами (бластомилонитами), порфироидами, кварцевыми песчаниками (R-V?). На них согласно залегают нижнепалеозойские отложения карбонатного шельфа (известняки, доломиты с подчиненными пачками микрокварцитов по кремнистым породам). Этот разрез аллохтонно перекрыт пластиной габбро-ультрамафитового меланжа, залегающего в опрокинутой к северо-востоку синформе. Надвиговые зоны, конформные основанию меланжа, присутствуют и в подстилающих образованиях микроконтинента. Отличительной особенностью подмеланжевых шельфовых отложений автохтона является возрастание снизу вверх степени метаморфизма: от низкой (серицит-хлоритовая ассоциация) до более высокой субфации (биотит-мусковитовая). Верхняя часть чешуи, подстилающей офиолитовый аллохтон, подверглась милонитизации.

Принципиальное значение имеет обнаружение в составе шельфового метакарбонатного комплекса офиолитокластового олистострома, тектонически перекрытого пластиной мафит-ультрамафитового меланжа. Матриksom олистострома, вмещающим разбросанные олистолиты и олистоплаки, чаще всего служат известняки и апокремнистые микрокварциты шельфа микроконтинента. Кроме того, в разрезе присутствуют пачки карбонатов, содержащих примесь офиолитовой кластики песчаной и гравийной размерности (до 10–20%). Олистолиты различной формы и размеров (от 3х5 до 4х25м), включая олистоплаки, представлены габброидами, бластомилонитами, серпентинитами, пироксенитами, родингитами, горнблендитами.

Самое высокое структурное положение в покровном пакете гор Те-

герек, смятом в синформу, занимают габбро-ультрамафиты. Аллохтонная пластина представлена многократно чередующимися серпентинитами, верлитами, клинопироксенитами, диопсидовыми и амфиболовыми габбро, дезинтегрированными на крупные глыбы и блоки в форме овалов, дуплексов или линз-будин. Сложный ячеисто-петельчатый рисунок макроструктуры этой пластины создается мраморным матриксом с этими включениями. В отличие от олистостромового матрикса в мраморах, связанных с мафит-ультрамафитовой пластиной, совершенно отсутствует офиолитовая кластика псефито-псаммитовой размерности. Для этих мраморов характерна текстура метаморфического течения. Все это делает допустимым предположение о формировании офиолитового меланжа с карбонатным матриксом после этапа образования офиолитокластового олистострома. После того, как заключающая олистостром верхняя часть карбонатного шельфового чехла была срезана ультрамафит-пироксенит-габбровой пластиной, начался процесс ее тектонической деструкции проникающими снизу надвигами, сопровождающейся внедрением, отторжением и перемещением чешуй подолистостромовых «чистых» мраморов, как бы прошивших тело мафит-ультрамафитовой пластины.

Рассмотренный мафит-ультрамафитовый субдукционный аллохтон к югу от него наращивается серией фрагментов пластин кембрийско-тремадокской офиолитовой ассоциации, в которых прослеживается устойчивая пространственная и структурная сопряженность подушечных базальтов с кремнями, габброидами и ультрамафитами, хотя они часто разделяются зонами динамосланцев. Наличие метаморфизованных пород динамотермального ореола под обдукционными пластинами, надвинутыми уже на олистостром, а также внутри них, как и в таких же условиях в других складчатых областях, очевидно, свидетельствует о надвигании еще горячей офиолитовой пластины из молодого задугового спредингового бассейна.

Движения происходили, очевидно, по глубинным сколам, погружающимся от микроконтинента. Судя по присутствию местами в офиолитовых пластинах фрагментов комплекса параллельных даек, можно предполагать, что обдукция могла стартовать из задугового спредингового хребта с надвиганием придуговой части офиолитов на их приконтинентальное звено и на чехол микроконтинента. Это подтверждается также присутствием местами в обдукционных пластинах придуговых отложений окраинного бассейна и островодужных вулканитов.

Литература

1. *Ghes M., Bakirov A.* Magmatism of Tien-Shan Caledonides: Geodynamic aspects // Report 4 of the IGGP Project 283: Geodynamic evolution of Paleosian Ocean. Novosibirsk, 1993. P. 202.
2. *Гесь М.Д.* Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Тектоника Азии: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1997, с. 64.
3. *Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А.* Киргизско-Терскойский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 134 (Материалы XXX Тектонич. Совещ.).

К вопросу о генезисе складчатой структуры Дагестанского клина

Дагестанский клин (ДК), расположенный в северо-восточной части Восточного Кавказа (ВК), является одним из крупных поперечных поднятий Большого Кавказа (БК) [1], который в основном сложен мезозойскими (средняя юра – мел) терригенными и карбонатными толщами общей мощностью более 4 км. В структурном отношении ДК представляет собой горизонтальную ступень или террасу, которая на юго-западе сочленяется с более высокой ступенью антиклинория Бокового хребта [1, 2]. На севере ДК Черногорско-Сулакским, а на северо-востоке Восточно-Дагестанским разломами сопрягается с более низкой ступенью Терско-Каспийского прогиба (ТКП). Между этими нарушениями на вершине ДК отмечается обрамляющий его надвигово-вдвиговый пояс [3, 4, 5]. По краям ДК органичен с востока Самурским, а с запада – Асса-Арагвинским разломами, пересекающими весь ВК и Закавказскую микроплиту (ЗМ) (рисунок).

К настоящему времени существуют разные представления о генезисе складчатой структуры ДК. Одни исследователи считают ее глыбовой, возникшей при вертикальных движениях блоков фундамента [6], другие предполагают ее образование в результате выжимания глинистых толщ в ядра конседиментационных известняковых антиклиналей [2]. Ряд исследователей объясняют формирование складчатости тангенциальными силами [1,3,7 и др.], но среди них нет единства взглядов относительно направлении давления – с юга или с севера. Возникновение дугообразной формы складчатой структуры ДК исследователи объясняют по-разному: неравномерным боковым сжатием [7], отражением направления структур в подстилающем фундаменте [8] или существованием поперечного подъема фундамента [9]. Формирование структуры ДК, по мнению большинства исследователей, началось после сармата и продолжалось до акчагыльского века. В последнее время образование складчато-надвиговой структуры ДК объясняют его перемещением к северу и вклиниванием в ТКП, в результате чего мезозойско-кайнозойский чехол ДК испытал воздымание и был смят в складки [4, 5]. К близкому выводу пришел и автор [10]. Однако на основе этих представлений еще не были рассмотрены условия образования складчатости ДК. Механизм ее формирования, претендующий на достоверность, должен объяснить важнейшие особенности этой складчатости, установленные многими исследователями [1–7]. К ним относятся: дугообразная формы складчатой структуры; виргация и вертикальная унду-

¹ Геологический институт АН Грузии, Тбилиси, Грузия.

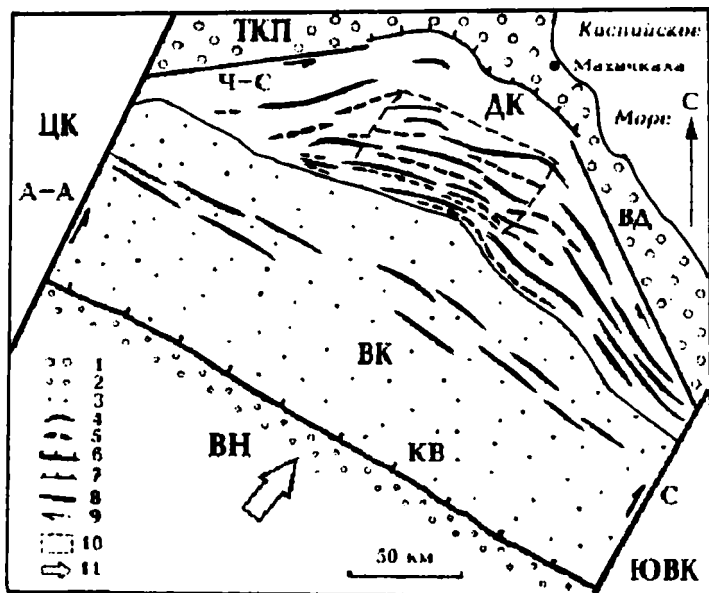


Схема основных структур и позднекайнозойской геодинамики Дагестанского клина и Восточного Кавказа

1 – Терско-Каспийский передовой прогиб (ТКП); 2 – Восточная наноплита (ВН) Закавказской микроплиты; 3 – Восточный Кавказ (ВК); 4 – оси антиклиналей; 5 – оси синклиналей; 6 – южная граница мегантиклинория Восточного Кавказа; 7 – фронтальная вдвигово-надвиговая зона Дагестанского клина; 8 – разрывные нарушения; А-А – Асса-Арагвинский, КВ – Кахетинско-Вандамский, С – Самурский, Ч-С – Черногорско-Сулакский, ВД – Восточно-Дагестанский; 9 – направление перемещения Восточного Кавказа и осадочного чехла Дагестанского клина; 10 – область развития интерференционной складчатости; 11 – направление движения Восточной наноплиты

ДК – Дагестанский клин; ЦК – Центральный Кавказ; ЮВК – Юго-Восточный Кавказ

ляция осевых складок; брахиформная складчатость в центральной части и линейная по краям клина; коробчатая и корытообразная форма складок; изменение морфологи и вергентности в поперечном сечении одной складки и, наконец, наличие мелких дополнительных структур, осложняющих крупные складки. С учетом вышеотмеченного формирования складчатости ДК можно представить следующим образом.

В начале позднего миоцена, в результате субмеридионального сжатия, вызванным продвижением Аравийской платформы на север, ВК и ЗМ были расчленены на поперечные сегменты и из них были выделены ВК и Восточная наноплита (ВН). Последняя на протяжении всего позднекайнозойского этапа, продвигаясь в северо-восточном направлении, оказывала давление на ВК. Тангенциальные усилия, которые возникали при придвигании ВН к мегантиклинорию и ее пододвигании под него, передавалась ВК. Он, земная кора которого, очевидно, была тектонически расслоена, скользят вдоль ограничивающих его разломов, продвигаясь

гался в северо-восточном направлении, оказывая давление на край ТКП (см. схему). В результате этого процесса, на периферии ВК возникли диагональные Сулак-Черногорский и Восточно-Дагестанский сколовые разломы, которые, ограничивая ВК с севера и северо-востока придали области Дагестана клиновидную форму.

При дальнейшем движении ДК по плоскостям названных разломов происходило прижатие этого активного блока к краю пассивного ТКП. Последний служил при этом упором, препятствующим дальнейшему продвижению ДК. Поэтому при продолжающемся северо-восточном сжатии ДК сам подвергался деформациям, вследствие чего пологозалегающий жесткий мезозойский чехол испытывал сжатие и сминался в концентрические складки различной ориентировки. При этом они конформно следовали образованной ранее форме клина. В периферических зонах ДК, вблизи разломов возникли параллельные им линейные складки, а в центральной части сформировались структуры, ориентированные вкрест направления главного сжимающего усилия. Складки, возникающие в чехле ДК, в основном наклонялись к северу в соответствии с общим перемещением масс к вершине клина.

По мере продвижения ДК к северо-востоку, сжатость складок в чехле постепенно увеличивалась. В ядрах сильносжатых крупных структур формировались дополнительные мелкие складки, а на крыльях их возникли второстепенные структурные формы. В процессе деформации происходил срыв осадочного чехла от подстилающего основания, что вызывало образование в пределах ДК бескорневой складчатости.

Дальнейшую деформацию чехла предопределила клиновидная форма этой области. Чем дальше продвигался ДК к северо-востоку, тем труднее проталкивалась через суживающееся пространство, подобное диффузору, мезозойская толща, зажатая между разломами. В результате постепенного сокращения площади чехла в центральной части клина происходило его дополнительное сжатие с двух сторон во встречных направлениях. Возникшее при этом результирующее сжимающее усилие вызывало поперечное сжатие осей ранее образованных складок, обуславливая тем самым вертикальную и горизонтальную ундуляции их шарниров, что способствовало преобразованию ранней складчатости. Антиклинали становились более короткими, брахиформными, с овальными, линзовидными или треугольными очертаниями. Происходило разветвление складок и изгибание их осей. На сводах антиклиналей образовались дополнительные куполовидные поднятия и изометричные прогибы и их крылья приобрели более крутой наклон.

Вследствие этого, в поперечном сечении первичные асимметричные складки на некоторых участках становились почти симметричными коробчатыми антиклиналями с выпуклыми и прогнутыми сводами. Одни и те же складки в разных сечениях по простиранию приобрели совершенно различные профили, от симметричных коробчатых или корытообразных, до пологих и асимметричных клиновидных форм. В процессе

этой деформации одновременно происходило общее дугообразное изгибание складчатости ДК, а ранняя однообразная северная вергентность структур местами сменилась противоположной южной. Вышеотмеченные особенности складчатой структуры, как известно, являются признаками интерференционной складчатости. В этом смысле коробчатая форма антиклиналей, наблюдаемая в пределах ДК, в основном вторична и была образована в результате интерференции двух направлений сжатия: первичного по оси С и вторичного наложенного по оси В.

Наряду с формированием в центральной части ДК интерференционной складчатости продолжалось дальнейшее продвижение к северо-востоку дислоцированного чехла. В результате в лобовой, самой узкой, части ДК, вследствие утыкания чехла в ТКП, играющего роль барьера, происходило формирование вдвигово-надвиговых структур. Активность вышеотмеченного тектонического процесса в пределах ДК постепенно возрастала, и максимальное усиление деформации сжатия произошло в среднем плиоцене во время проявления восточнокавказской (роданской) фазы. Следовательно, на неотектонической стадии развития в основном и сформировалась дугообразная, бескорневая складчатая структура ДК, которая оказалась резко дисгармоничной по сравнению с другими большекавказскими линейными структурами (см. схему).

Таким образом, складчатая структура ДК представляет особый гибридный тип складчатости, выраженной сочетанием линейных вдольразломных складок и интерференционных брахиформных структур. В этом своеобразии заключается автономность проявления коллизионной складчатости ДК, в отличие от складчатых структур других тектонических зон Большого Кавказа.

Литература

1. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 356 с.
2. Сорский А.А., Шолло В.Н. История развития и механизм образования коробчатых складок Известнякового Дагестана // Складчатые деформации Земной коры, их типы и механизм образования М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 134–170.
3. Расцветаев Л.М. и др. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69–96.
4. Соборнов К.О. Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина // Геотектоника. 1991. № 3. С. 34–46.
5. Короновский Н.В. Современная геодинамика Кавказского сектора Альпийского пояса // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 67–68.
6. Талалаев В.Д. Важнейшие особенности альпийской складчатости Северо-Восточного Кавказа и смежных регионов Предкавказья // Геология мезозойских и палеозойских отложений Северо-Восточного Кавказа. Грозный, 1977. С. 179–183. (Тр. СевКавНИПИНефть; Вып. 12).
7. Барбот де Марни Н. Отчет об исследовании минеральных богатств и геологического строения Дагестана. Тифлис, 1895. С. 229–286. (Материалы по геол. Кавказа; Сер. 2, кн. 9).
8. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ) // Н.С. Шатский. Избр. тр. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 495–521.
9. Брод И.О. Тектоника Восточного Предкавказья // Сов. геология. 1938. №7. С. 3–22.
10. Гиоргобиани Т.В. Позднекайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС. 1999. С. 174–178 (Материалы XXXII Тектонич. Совещ.; Т. 1).

Разрывные нарушения и разломно-блоковое строение осадочного чехла южной окраины Сибирской платформы

В течение долгого времени тектоническое строение платформенного чехла юга Сибирской платформы понималось достаточно упрощенно: осадочные толщи, характеризующиеся нормальными осадочными (с временными перерывами и угловыми несогласиями) контактами в результате блоковых движений фундамента и отголосков тангенциального сжатия со стороны Саяно-Байкальского складчатого пояса, смяты в пологие складки, а разрывные нарушения в их пределах играют весьма подчиненную (как результат складкообразующих движений) роль.

Следование этой концепции привело к тому, например, что в пределах южного выступа Иркутского амфитеатра на Государственной геологической карте масштаба 1: 200000 разломы практически не показаны. И это несмотря на то, что еще в 20–40-х годах XX столетия многие исследователи (Тетяев, 1924, 1927; Маслов, 1935, 1940; Коровин, 1924; и др.) указывали на значительную нарушенность отложений платформенного чехла разломами. В настоящее время проведение нового цикла исследований разрывной тектоники Иркутского амфитеатра диктуется необходимостью решения как фундаментальных (изучение закономерностей формирования, развития и активизации разломов в платформенном чехле), так и практических (сейсмическое районирование и инженерно-геологические изыскания) задач.

Выполненные нами работы по изучению трещиноватости и разрывных нарушений в юрских терригенно-осадочных толщах на участке верхнего течения р.Ангара позволили установить, что строение разломной сети данного участка определяется развитием и взаимодействием разрывов зоны Ангарского разлома [3] и пологих разрывных нарушений. Отмечено, что Ангарский разлом в пределах осадочного чехла Сибирской платформы не образует единого сместителя, а проявлен в виде широкой зоны (7–10 км), характеризующейся развитием серии крутопадающих разрывных нарушений (зон повышенной трещиноватости, реже грубого дробления и расщепления мощностью до десятков метров) СЗ и В-СВ направлений (Семинский, Гладков, Лунина, Геология и геофизика, в печати).

Пологие нарушения, в свою очередь, представлены послойными срывами, обеспечивающими межслоевое скольжение и внутрислойное течение вещества, и сопровождаются характерным набором разрывных (зоны тонкого расщепления и дробления пород) и пластических (складки, псевдобудины и пр.) деформаций (Семинский, Гладков, 1997 г.). Зоны послойных срывов в юре закартированы нами как вблизи гра-

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

ницы Сибирской платформы, так и на значительном удалении (около 50 км) от нее, в районе г.Иркутска. На участке верхнего течения р.Ангара, отчетливо видно, что подобные пологие нарушения являются продолжением известного Ангарского надвига (Тетяев, 1927) [1] и образуют в юрских отложениях структуру типа тылового чешуйчатого веера шириной около 35 км [2]. Результатом взаимодействия пологих разрывов с крутопадающими зонами разломов в осадочном чехле является система плоских 3-, 4- и 5-угольных в плане блоков, формирование которых протекало в постюрское время как минимум в течение трех этапов (Семинский, Гладков, 1997; Гладков, Лунина, 1998; Семинский. Гладков, Лунина, в печати).

Полученные в 1999–2000 гг. данные свидетельствуют о том, что подобный стиль тектонических деформаций осадочного чехла характерен и для более северных (удаленных на 70–90 км от границы платформы) территорий, где разрывные нарушения зоны Ангарского разлома и пологие срывы проявлены в отложениях среднего и верхнего кембрия и юры. В ряде случаев пологие разломы приурочены к контакту кембрийских и мезозойских пород (нижнее течение р.Белая). Следует отметить, что, помимо нарушений Ангарского разлома, на данной территории значительную роль начинают играть и разрывы субмеридионального направления, что обуславливает более сложную форму и строение блоков.

Обнаружены признаки, указывающие на позднекайнозойскую активизацию отдельных элементов закартированной в чехле разломно-блоковой структуры. Наиболее показательными из них являются разрывы и смещения галек в аллювиальных отложениях второй и третьей террас р. Ангара, зафиксированные в г. Иркутске и на северной окраине пос.Тельма. Причем по своим особенностям и интенсивности, разрывные деформации галек в Тельме практически не отличаются от таковых, описанных в работе В.П.Маслова и М.М.Лаврова (Маслов, Лавров, 1933) в истоке р.Ангара (т.е. 100 км южнее), в зоне Ангарского надвига.

В позднекайнозойских движениях участвуют и пологие разрывные нарушения, однако они фиксируются менее отчетливо – по серии косвенных геолого-структурных признаков. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы не позволяют пока оценить скорости и характер движений по активизированным нарушениям. Восстановленные на основании анализа тектонической трещиноватости решения локальных полей тектонических напряжений свидетельствуют о направлении воздействия усилий как со стороны Саянской ветви складчатого пояса, так и со стороны Байкальской (где на современном этапе развивается Байкальская рифтовая зона).

Полученные результаты, подтверждая в целом сделанные ранее выводы об особенностях разломно-блокового строения осадочного чехла вблизи южной границы платформы, свидетельствуют о том, что подобные деформации охватывают гораздо более удаленную от складчатого пояса платформенную территорию. При этом система крутопадающих и

пологих зон (на разной глубине) создает благоприятные условия для трансляции усилий как со стороны Саянской и Байкальской ветвей складчатого пояса, так и из фундамента платформы в осадочном чехле платформы на значительные расстояния (до 100 км и более). Взаимодействие таких усилий определяет сложную картину локальных полей тектонических напряжений, характерную для разломно-блоковой структуры платформенного чехла. Подтверждением высокой чувствительности осадочного чехла к воздействиям со стороны складчатого пояса может служить позднекайнозойская активизация отдельных разломов и пологих срывов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-15-98574).

Литература

1. Данилович В.Н. Тектоника юго-восточной окраины Прибайкальской юры. Иркутск: Ирк. обл. изд-во, 1941. 81 с.
2. Гладков А.С., Черемных А.В., Лунина О.В. Деформации юрских отложений южной окраины Иркутского амфитеатра // Геология и геофизика. 2000. Т.41, №2. С. 220–226.
3. Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1 500 000 / Под ред. П.М.Хренова. 1988.
4. Коровин М.К. Геологические исследования в Иркутском угленосном бассейне // Изв. Геол. Комитета, 1924, т.43, №6, с. 697-712.
5. Маслов В.П. Иркутский соленосный бассейн // Разведка недр, № 13, 1935, с. 14-20.
6. Маслов В.П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Восточная Сибирь) // Труды Института геологических наук, вып.15, сер. геол. №5, 1940, 79 с.
7. Маслов В.П., Лавров М.М. Материалы к геологии истока р.Ангара // Труды Всесоюз. Геол. Разв. Объединен., вып. 298, 1933, 36 с.
8. Теляев М.М. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна // Труды ЦНИГРИ, вып.2, 1934, 73 с.
9. Семинский К.Ж., Гладков А.С. Особенности деформаций земной коры на периферии Байкальской зоны деструкции // Геология и геофизика. 1997. №9. С. 1512-1519.

А.С. Гладков, О.В. Лунина, З.Ц. Ринчинов, Л.П. Шишкина¹

Фрактальный анализ трещиноватости и речной сети для участка верхнего течения р.Ангара

Известно, что речная сеть, так же как и сеть тектонических трещин в горных породах обладают фрактальными свойствами [7,9 и др.], что делает возможным применение аппарата фрактальной геометрии [8,6 и др.] для их количественной характеристики и сопоставления с другими геологическими структурами. Использование нового количественного параметра – фрактальной размерности в практических целях, например, при геологическом картировании, требует предварительного апробирования на эталонных объектах и подбора соответствующих методических приемов фрактального анализа, необходимых для описания кон-

¹ Институт земной коры СО РАН, г.Иркутск, Россия.

кретных геологических структур. С этой целью нами проведено изучение фрактальных размерностей тектонической трещиноватости и речной сети применительно к картированию зон разломов в чехле осадочных отложений на участке верхнего течения р.Ангары.

Район исследований расположен в пределах крайнего южного выступа Сибирской платформы и охватывает площадь шириной 25–30 км от известного Ангарского надвига [3, 2], представляющего собой тектонический контакт между древними кристаллическими породами Байкальской складчатой зоны и юрскими осадочными отложениями верхней части чехла Сибирской платформы, до устьев рек Курма и Бурдугуз. Складчатые деформации в юрских толщах проявлены весьма слабо. В противоположность этому были отмечены многочисленные разрывные структуры: во-первых, зоны пологих межслоевых срывов, образующих крупную Ангарскую надвиговую систему, сформированную в этап мезозойского сжатия субмеридионального направления и, во-вторых, крутопадающие зоны разломов субширотного и северо-восточного направлений, транслирующихся из фундамента платформы и осложняющие надвиговые нарушения [1]. Мощность разломных зон, зафиксированная в разрезе левого берега р.Ангары, достигает сотен метров, длина – первые десятки километров.

Право- и левобережные участки р.Ангары различаются как по высотным отметкам рельефа, так и по особенностям строения речной сети. На правом берегу гидросеть отличается древовидностью планового рисунка и общей вытянутостью в северо-восточном направлении, тогда как для левого берега характерно решетчатое или прямоугольное распределение основных водотоков. Наблюдаемая картина распределения гидросети соответствует изменению направлений основных разрывных и складчатых структур на разных берегах р.Ангары.

Основу фактического материала составили: полевые наблюдения за тектонической трещиноватостью и топографические карты участка работ масштаба 1:100000. Определение фрактальных размерностей сети трещиноватости выполнялось для отдельных участков детального структурно-геологического разреза по левому берегу р.Ангары. С этой целью в ряде точек, расположенных непосредственно в зонах разломов, в крыльях разломных зон и, наконец, в относительно ненарушенных породах юры, наряду со стандартным комплексом структурных наблюдений проводилось фотографирование тектонической трещиноватости. Фрактальные размерности гидросети определялись для бассейнов наиболее крупных речных систем участка исследований: реки.Большая, Тальца, Дабат, Бурдугуз, Ола и Аланка.

Изображения трещинных сетей на фотографиях и сетей водотоков на топокарте переводились в цифровую форму с помощью специальной программы-дигитайзера, разработанной в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН. Дальнейший расчет выполнялся на ЭВМ с помощью программы «Фрактал». В нашем случае использовался алгоритм, реали-

зующий стандартный метод подсчета квадратов (box-counting technique) [8]. Выбранный объект (сеть трещин в обнажении или водотоков на схеме) в программе заключался в прямоугольную площадку, которая затем путем деления длинной стороны разбивалась на конечное число квадратных пикселей с исходным размером L_0 , равным длине короткой стороны. В случае, если соотношение длинной и короткой сторон площадки не обеспечивало выполнение этого условия, программа автоматически корректировала размеры длинной стороны так, чтобы ее длина была кратной длине короткой стороны. При дальнейших итерациях размер пикселей уменьшался наполовину: $L_1 = L_0/2, \dots, L_i = L_{i-1}/2$. Для каждого нового размера ($L_0, L_1, \dots, L_i$) подсчитывалось число условно разрушенных клеток (M_i). По результатам подсчетов строилась зависимость вида:

$$M_{(L)} = a \cdot L^D,$$

где D — фрактальная размерность системы.

При этом пиксел считался разрушенным (в отличие от наших предыдущих работ [5]), если длина единичного элемента (трещины или водотока) попавшего в него, равнялась либо превышала длину стороны пикселя на данной итерации.

Проведенные расчеты показали, что фрактальные размерности трещиноватости в различных точках разреза колеблются от 1,19 до 1,45 (таблица). Наиболее высокие показатели 1,35–1,45 отмечены вблизи осевых зон разломов. Крылья крупных разрывных нарушений характеризуются несколько более низкими значениями фрактальных размерностей – 1,26–1,30. И, наконец, минимальные цифры 1,19–1,24 получены в блоках слабонарушенных пород.

Полученные закономерности, на первый взгляд, абсолютно идентичны распределению параметра плотности трещин на 1 м^2 . Однако это верно лишь в общих чертах. Например, параметр плотности трещиноватости вдоль разреза по р.Ангаре уверенно отбивает крутопадающие зоны разломов и практически не отражает пологие нарушения [1]. Фрактальная размерность дает высокие показатели в обоих случаях. Кроме того, отмечено увеличение фрактальной размерности в крыльях разрывных нарушений даже в тех случаях, когда визуально и по показателю плотности трещин породы мало отличимы от пород слабонарушенных блоков. Все это свидетельствует, на наш взгляд, о том, что фрактальная размерность гораздо более полно характеризует процесс изменения трещинных сетей в результате процессов, происходящих в зонах разломов и на их крыльях, и существенно информативней параметра плотно-

Изучаемые структуры	Фрактальная размерность, D
Трещиноватость в осевой зоне разлома	1,35–1,45
Трещиноватость в крыльях разломов	1,26–1,30
Трещиноватость в слабонарушенных блоках	1,19–1,24
Речная сеть	1,25–1,32

сти трещин. Это открывает возможности применения фрактального анализа для картирования зон влияния разрывных [4] нарушений и закономерностей их внутреннего строения.

Фрактальные размерности речной сети для бассейнов изученных водотоков колеблются от 1,25 до 1,32. Следует отметить, при движении вниз по течению р.Ангары наблюдается постепенное снижение фрактальной размерности обследованных бассейнов рек, что в целом соответствует снижению интенсивности разрывообразования и тектонических деформаций при удалении от границы со складчатой областью в глубь платформы. Однако различие значений фракталов столь невелико, что укладывается в значения доверительного интервала и этот вопрос требует более детального анализа. Несмотря на смену направлений основных тектонических структур и на отмеченные выше различия в строении речной сети на разных берегах р.Ангары, фрактальные размерности водотоков здесь также практически не различаются.

Сравнение полученных данных (см. таблицу) показывает, что фрактальные размерности речных сетей укладываются в границы значений фракталов, установленных для трещиноватости пород. При этом значения размерностей речной сети практически совпадают со значениями, полученными для зон влияния (крыльев) разломов. Наблюдаемые соотношения могут иметь двойное объяснение: во-первых, возможно, таким образом фиксируются значительные по площади зоны влияния пологих (субгоризонтальных) нарушений, которые, как указывалось выше, играют определяющую роль в тектонике данного участка и, во-вторых, за счет усложнения речной сети в результате дополнительных экзогенных факторов. Для окончательного решения этого вопроса требуется проведение дополнительных исследований как на данной площади, так и на других территориях, различающихся по геологическому строению.

Выполненные исследования показали возможность использования метода подсчета квадратов для фрактального анализа трещиноватости и речной сети при характеристике разломной структуры изучаемых территорий. Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Установлено, что фрактальные размерности речных сетей укладываются в границы значений, полученных для трещиноватости. Для более полного объяснения наблюдаемых особенностей соответствия фракталов речной сети и трещиноватости требуется продолжение начатых исследований с привлечением данных по другим регионам.

2. Изменение фрактальной размерности трещиноватости позволяет весьма эффективно картировать участки усложнения (связанные в зонах разломов) и упрощения сети трещин в обнажениях. При этом разрешающая способность фрактального показателя гораздо выше, чем у параметра плотности трещин. Все это указывает на перспективность использования нового параметра для характеристики разломных структур и зон их влияния в чехле осадочных отложений.

Литература

1. Гладков А.С., Черемных А.В., Лунина О.В. Деформации юрских отложений южной окраины Иркутского амфитеатра // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, №2. С. 220–226.
2. Данилович В.Н. Тектоника юго-восточной окраины Прибайкальской юры. Иркутск: Иркут. обл. изд-во, 1941. 81 с.
3. Тетяев М.М. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна // Тр. ЦНИГРИ. 1934. Вып. 2. 73 с.
4. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (по результатам моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 186 с.
5. Шерман С.И., Гладков А.С. Новые данные о фрактальной размерности разломов и сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // ДАН. 1998. Т. 361, №5. С. 685–688.
6. Feder J. *Fractals*. Plenum Press, Norway, 1988. 231 p.
7. Hirata T. Fractal dimension of fault systems in Japan: fractal structure in rock fracture geometry at various scales // Pure Appl. Geophys. 1989. V. 131. P. 157–170.
8. Mandelbrot B.B. *The Fractal Geometry of Nature*. N. Y. 1982. 121 p.
9. Velde B., Moore D., Bardi A., Ledesert B. 1993. Fractal and length analysis of fractures during brittle to ductile changes // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 11,935–11,940.

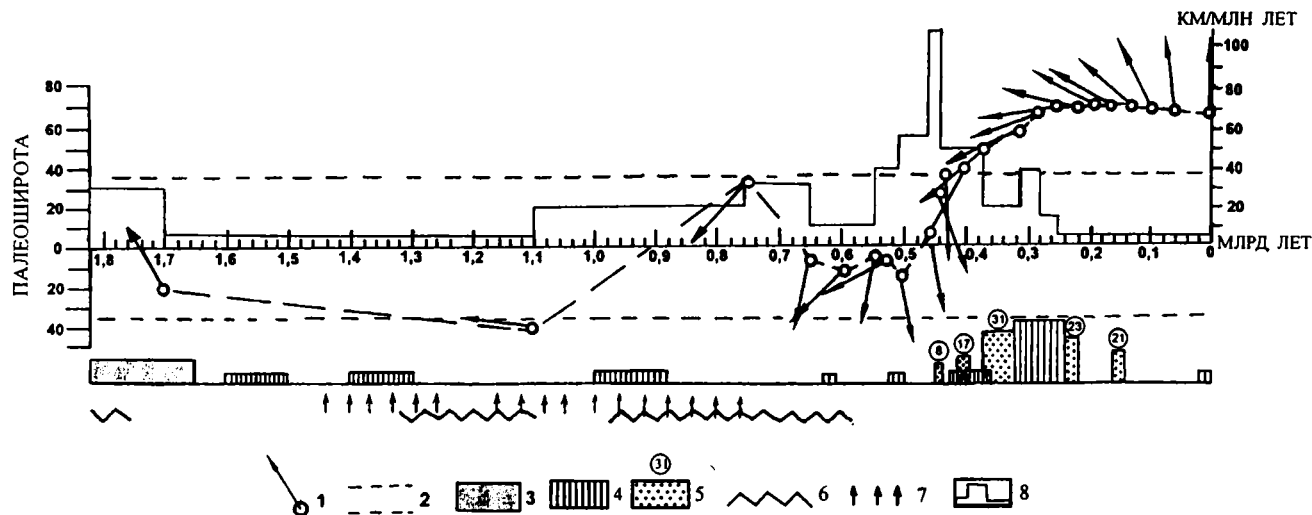
М.З.Глуховский, В.М. Моралев¹

Тектонические события неогена и кимберлитовый магматизм Сибирской платформы

Древняя Сибирская платформа в неогее имела довольно сложную и насыщенную тектоническими событиями историю, наиболее ярко проявившимися в интенсивном внутриплитном магматизме – трапповом и кимберлитовом. Во всех случаях размещение областей развития магматизма контролировалось положением зон или ареалов растяжения в полях напряжений соответствующих эпох, структурным выражением которых являлись системы палеорифтов. Для этих систем на Сибирской, так же как и на некоторых других древних платформах (например, Восточно-Европейской), устанавливается зависимость пространственного положения от структуры докембрийского фундамента, если последняя представляется как система архейских сиалических ядер (нуклеаров или террейнов).

Рифтогенные структуры, возникшие на Сибирской платформе в рифее, большей частью располагаются вдоль дуговых и радиальных тектонических зон или межнуклеарных криволинейных серпофрактурных поясов [1]. Размещение кимберлитовых полей также подчинено древнему структурному плану. Многие поля тяготеют к дуговым граничным зонам сиалических ядер, радиальным разломам и узлам их пересечения. Закономерное положение рифтогенных структур и кимберлитовых полей неогена в пределах нуклеарных структур Сибирского кратона может связываться с двумя главными причинами.

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



Широтный дрейф Сибирской плиты от конца раннего протерозоя до современности

1 – центр кратона и направление современного меридиана 114° в.д.; 2 – границы субэкваториального пояса Земли; 3–7 – проявления эндогенных процессов в условных масштабах: 3 – анортозитовый магматизм, 4 – базальтоидный магматизм, 5 – кимберлитовый магматизм (цифры в кружке – количество кимберлитовых полей), 6 – процессы фракционирования и перестройки рубидий-стронцевых изотопных систем в верхней мантии и консолидированной коре, 7 – процессы выноса мантийного стронция в морскую воду, фиксируемые в карбонатных отложениях позднего рифея; 8 – скорость перемещения Сибирской платформы, км/млн лет

Первая – это тектонический контроль рифейских рифтов и проявлений внутриплитного магматизма геодинамическими обстановками того времени, т.е. положением полей сжатия и растяжения, связанных с деформациями, которые испытывала литосферная плита Сибирского кратона и составляющие его нуклеары в моменты относительно быстрых ее разворотов и коллизионных процессов взаимодействий с другими плитами в ходе дрейфа. При этом дрейф Сибирского протоконтинента (плиты) можно разделить на два крупных этапа (рисунок).

Первый этап занимал относительно большой интервал времени: от конца раннего протерозоя (1700–1800 млн лет) до ордовика (500 млн лет). Он характеризовался не только положением Сибирской плиты в субэкваториальном горячем поясе Земли, но и ее мобильностью, выражающейся в развороте этой плиты против часовой стрелки. Этот разворот, по всей вероятности, способствовал существенным деформациям нуклеарных структур и развитию рифейской системы рифтов. Исходя из этого, первый этап можно рассматривать как крупную эру тектоногенеза, когда в условиях поворота плиты и высокого теплового потока происходила активизация внутриплитного магматизма и формирование рифтовых систем, пространственно приуроченных к радиально-концентрическим нуклеарным и межнуклеарным структурам древней коры. К этому же этапу относятся не только неоднократные возобновления мантийного базальтоидного магматизма, но и проявления тектонотермального воздействия, выражающееся в нарушении Rb-Sr изотопных систем, и в притоке мантийного стронция в осадочные бассейны рифея [2]. Не исключено, что к концу первого этапа относится и формирование глубоких очагов кимберлитовой магмы.

Последний резкий разворот Сибирской плиты на первом этапе дрейфа произошел на рубеже 500 млн лет, после чего (второй этап) начался ее плавный выход из субэкваториального пояса в северные широты с постепенным разворотом по часовой стрелке, вплоть до современного положения Сибирской платформы. В течение второго этапа Сибирская платформа располагалась в Центрально-Азиатской области горячих точек, которая сформировалась в ходе эволюции древнего субэкваториального горячего пояса Земли [3]. Во время этого этапа крупные тектонические деформации испытывали только края Сибирской платформы в связи со столкновениями с Баргузинским, Тувино-Монгольским, Томским, Карским, Амурским и Арктическим континентами в палеозое и мезозое. С этими же событиями, возможно, связана активизация подлитосферной мантии и многоэтапный кимберлитовый магматизм (см. рисунок). Вторая причина тектонического контроля магматизма связана с глубинной и латеральной неоднородностью докембрийской литосферы. Как отмечалось [1, 4], кимберлитовые поля располагаются главным образом в пределах сиалических ядер, которые характеризуются большей мощностью консолидированной земной коры (35–50 км) и максимальной глубиной астеносферного слоя (200–300 км) по сравнению с меж-

нуклеарными областями (20–35 и 80–100 км соответственно), для которых более типичным является менее глубинный трапповый магматизм.

Таким образом объясняется причинность правила Клиффорда, указывающего на связь кимберлитового магматизма с областями наибольших мощностей консолидированной коры. Анализ размещения полей алмазонасных кимберлитов показал, что все они располагаются там, где на глубине – на границе кора–мантия фиксируются линзы высокоплотных пород с аномально высокими значениями скоростей прохождения продольных сейсмических волн от 8,4 до 9,0 км/с.

Этот слой рассматривается как скопление материнских алмазонасных пород, сформированных в течение раннего докембрия в узлах проявления высокобарического метаморфизма. Заимствование кимберлитами значительной части алмазов из этих пород происходило, однако, только в тех случаях, когда зоны и ареалы проявления тектонических событий неогей и, в частности, развития рифтогенеза и кимберлитового магматизма, пространственно совмещались с линзовидными скоплениями высокоплотных алмазонасных компонентов древней континентальной коры Сибирской платформы.

Литература

1. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука. 1990. 215 с.
2. Семихатов М.А., Горюнов И.М., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав Sr в морской воде в начале позднего рифея: Известия лахандинской серии Учуро-Майского района Сибири // ДАН. 1998. Т. 360, № 2. С. 236–240.
3. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. №6. С. 3–15.
4. Глуховский М.З., Моралев В.М. Геодинамика раннего докембрия и проблемы алмазонасности древних платформ // Металлогения, нефтегазонасность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск: Ин-т геохим. СО РАН, 1998. С. 91–92 (Материалы. II Всерос. Металлогенич. совещ. 25–28 августа 1998 г.).

В.Е.Гоникберг¹

АГАРДАГСКАЯ ЗОНА ТУВЫ КАК КОЛЛИЗИОННЫЙ НАСЛЕДНИК РАННЕФАНОЕРОЗОЙСКОГО ЗАДУГОВОГО БАССЕЙНА

Классификации активных континентальных окраин базируются на небольшом числе позднекайнозойских эталонов, приуроченных в основном к периферии Тихого океана. Однако нет оснований считать, что

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

возможное многообразие периокеанических и окраинно-континентальных морфоструктур должно сводиться к тому их набору, который фиксирует позднекайнозойскую геодинамику Земли. Поэтому целесообразно обобщение данных по тем системам «островная дуга – окраинное море», которые могут быть реконструированы в складчатых поясах более древнего возраста. Одна из таких систем очевидна в ранних каледонидах южной Тувы; современным ее выражением являются островодужный Восточно-Таннуольский блок и ограничивающая его с юго-востока Агардагская шовная зона.

Агардагская зона маркирует положение окраинно-морского бассейна, который во второй половине венда – начале раннего кембрия отделял Сангиленский фрагмент Тувино-Монгольского энсиалического шельфа от Таннуола-Ондумской гетерогенной (по типу фундамента) островной дуги, располагавшейся на периферии Палеоазиатского океана. Ликвидация морфоструктурно обособленного окраинного бассейна связана с тектоническим событием первой половины – середины раннего кембрия, которое знаменует сближение дуги с энсиалическим шельфом и переход к ситуации мелководной вялоактивной окраины андийско-зондского типа. Данное событие соответствует начальной фазе раннекаледонского тектогенеза, главная фаза которого фиксирует столкновение отмершей дуги с шельфом и позднеколлизонное косое [1] сжатие всей окраины.

Возраст «главной» фазы тектогенеза (или серии сближенных фаз) ограничивается сверху возрастом гранитоидных тел, «ссыдающих» складчатую структуру Агардагской зоны и соседствующих геотектонических единиц. Поскольку радиологические датировки подобных интрузий и близкого им по времени (на Сангилене) плутонического метаморфизма всегда моложе 490 млн лет [2,3], а в Восточном Танну-Ола сохранились среднекембрийские осадки, – главный импульс раннекаледонского сжатия можно считать позднекембрийским, что соответствует крупному перерыву в стратиграфической летописи большей части Тувы (граница кембрия и ордовика принимается нами на уровне 490 млн лет [4]). Завершающий, ордовикский, этап раннекаледонского тектогенеза характеризуется высокоградиентным метаморфизмом и массовым плавлением коры, а также локальным внедрением базитовых расплавов, которое в ряде случаев контролировалось сдвиговыми смещениями вдоль древней границы энсиалического шельфа. Направленность и ход тектогенеза могут быть установлены по смене структурных ассоциаций, фиксируемых в осадочно-вулканогенных толщах Агардагской зоны [5] и в метаморфических или метасадочных комплексах Сангилена [1; И.К.Козаков, (в печати)].

Геотектоническое своеобразие Агардагской зоны определяется осадками и вулканитами ее среднего структурного этажа, которые отлагались на дне задугового бассейна, а в настоящее время слагают пакет тектонических пластин, несогласно перекрытый во второй половине раннего кембрия мелководными отложениями активной окраины. При

этом среди осадков нижней (и наиболее приближенной к Сангилену) пластины доминируют грубообломочные отложения, которые фиксируют условия достаточно крутого склона углублявшегося рифтогенного бассейна. Кремнистые и вулканогенно-кремнистые осадки верхних (третьей и четвертой) пластин отлагались на относительно глубоком морском дне, что соответствует ситуации полностью раскрытого бассейна, а осадки второй пластины сформировались в промежуточной (присклоновой) обстановке.

В разрезе этой пластины установлена смена субщелочных (и обогащенных литофильными компонентами) базальтов толеитами, которые сопоставимы с породами узких рифтогенных бассейнов, развивавшихся в режиме косого спрединга (Калифорнийский залив, пролив Брэнсфилд, Красное море), тогда как низкоглиноземистые, магнезиальные и титанистые лавы и аквагенные туфы третьей пластины более всего сходны с внутриплитными океаническими базальтами гавайского типа [6]. Таким образом, разные пластины представляют собой различные продольные зоны раскрывавшегося окраинного бассейна, а межпластинные разрывы наследуют положение моновергентных пологих сбросов («детачментов») эпохи рифтогенного раскрытия, которые при коллизиином сжатии рифтогенной структуры были преобразованы в пологие надвиги.

Восточно-Таннуольский фрагмент венд-раннекембрийской островной дуги по ряду признаков был достаточно близок современной Японской дуге, что подтверждается характером островодужного вулканизма и сменяющего его во времени интрузивного магматизма. Механизм косого (с участием сдвигов) раскрытия Агардагского задугового бассейна также сопоставим с кайнозойским раскрытием Японского моря. Но по характеру своего, чисто базальтового, вулканизма Агардагский палеобассейн резко отличался от Япономорского, что может связываться с масштабами и высокими скоростями раскрытия, а также с симатическим профилем раздвигаемой коры – зона рифтогенного раскрытия заложилась вдоль утоненного края энсиалического Сангиленского шельфа, обдукционно перекрытого в конце рифея – начале венда дислоцированной корой Палеоазиатского океана [7]. При этом раннекаледонское (вторая половина венда – начало раннего кембрия) раскрытие Агардагского бассейна могло доходить до полного разрыва утолщенной таким образом позднерифейской коры с формированием собственно раннекаледонских офиолитов, плутонические составляющие которых трудноотличимы от их позднерифейских аналогов.

В юго-западном направлении Агардагская зона прослеживается, расширяясь, до Озерной зоны Монголии, наследующей краевую часть раннефанерозойского океанического бассейна, осложненную молодыми (энсиматическими) островными дугами. В противоположном направлении Агардагский палеобассейн мог продолжаться венд-раннекембрийским окраинным бассейном Восточной (к северу от Сангилена) Тувы, который унаследованно [8] развивался на месте энсиалической и,

по-видимому, рифтогенной депрессии конца рифея, а от Агардагского бассейна был отчленен трансформной Хахемской зоной. От Палеоазиатского океана Восточно-Тувинский бассейн отделялся Улугуй-Азасской островной дугой, современная (ломаная в плане) конфигурация которой может быть объяснена среднепалеозойским левосдвиговым смещением Харальского фрагмента Восточной Тувы в западном, в современных координатах, направлении. Таким образом, раннекаледонский Агардагский бассейн являлся частью окраинно-морской системы, ось которой, по-видимому, была ориентирована под некоторым углом к более древнему (позднерифейскому) ограничению энсиалического шельфа.

Взятая в целом, венд-раннекембрийская континентальная окраина Северной Монголии – Восточной Тувы развивалась, очевидно, при сочетании процессов рифтогенерирующей транстензии и инициированного ею задугового диапиризма, сочетая в себе, таким образом, признаки окраин восточнотихоокеанского (Японо-Охотский сегмент) и калифорнийского типов. Тектоническая консолидация окраины обусловлена раннекаледонской, в позднем кембрии, коллизией островодужных фрагментов коры с энсиалическим шельфом и позднеорогенной термогенерирующей транспрессией в ордовике [1]. Современная же блоковая структура бывшей окраины оформилась в результате горизонтальных флексурных дислокаций и сдвиговых смещений, которые были грубо синхронны позднекаледонской коллизии, создавшей складчатую структуру Западного Саяна, и в основном завершились к моменту становления подщелоченных гранитоидов бреньского комплекса Тувы в среднем (?) девоне.

Литература

1. Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника. 1999. № 3. С. 89–102.
2. Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997, № 3. С. 343–347.
3. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В. и др. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: Результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 1999. Т.7, № 6. С. 631–643.
4. Bowring S.A., Erwin D.H. A New Look at Evolutionary Rates in Deep Time: Uniting Paleontology and High-Precision Geochronology // GSA TODAY. 1998. V. 8, № 9. P. 1–8.
5. Гоникберг В.Е. Смена структурных парагенезисов как показатель трансформации задугового бассейна в долгоживущую зону транспрессии (северо-западное окаймление Сангиленского массива Тувы) // Структурные парагенезисы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 43–45.
6. Гоникберг В.Е., Малова Н.А. Редкоземельная характеристика базальтоидов кускунгунгской свиты и геодинамическая специфика агардагского палеобассейна Тувы // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 21–30.
7. Гоникберг В.Е. Древняя океаническая кора и позднерифейский тектогенез на северо-западной окраине Сангиленского массива Тувы // ДАН. 1999. Т. 367, № 1. С. 90–94.
8. Коробейников В.П., Ковязина Т.А. Позднерифейско-кембрийская стадия тектонического развития Восточной Тувы // Результаты региональных геолого-геофизических исследований Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 57–73.

Спектр разномасштабных структур Земли как результат конвективной геодинамики иерархически соподчиненных геосфер

Этот спектр иерархичен и в свое время был основой геосинклинальной концепции: геосинклинальные пояса, как части континентов включали в себя срединные массивы и геосинклинальные системы, последние состояли из интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей и т.д.

Концепция плейттектоники возникла на иной основе. Литосфера была разделена на крупные плиты. Многие из них включали в себя столь разнородные элементы как континенты и океаны, не говоря уже о структурах меньшего масштаба. Однако со временем эту схему пришлось приводить в соответствие с иерархичностью структур Земли. В результате добавились малые плиты и микроплиты, отличающиеся от крупных плит лишь своими размерами. В последнее время у континентов были установлены «корни» глубиной до 400 км. Поэтому к континентальной литосфере пришлось «присоединить» то, что ранее считалось подастеносферной мантией («мезосферой»), так что крупные «плиты» превратились в тела более сложной конфигурации, у которых мощность литосферы в ее континентальной части на порядок выше, чем в океанической части. В результате стройная вначале концепция, в которой фигурировало ограниченное число плит, соизмеримых по размерам и мощности, подстилаемых всюду астеносферой и приводимых в движение однорусной конвекцией в мантии, превратилась в хаотический конгломерат плит с большим диапазоном горизонтальных размеров и мощностей, подстилаемых снизу неопределенной геосферой, что сильно усложнило понимание движущих сил.

В 1989 г. В.Е.Хаин выступил с идеей об относительно автономной конвекции в отдельных геосферах [10]. О чередовании периодов однорусной конвекции во всей мантии и двухъярусной конвекции отдельно в нижней и верхней мантии высказывались многие другие исследователи. Однако и при таком «многоярусном» подходе процесс конвекции по-прежнему представляется как одноранговый и поэтому не может служить причиной формирования всего спектра структур разного ранга. Следующий шаг – это попытка создания концепции разноранговой конвекции с характерной ситуацией: «система ячеек высшего ранга внутри ячейки низшего ранга».

Недавно нами была предпринята попытка создания такой концепции под названием «компенсационная, многоярусная и иерархическая геодинамика» [3], или «геодинамика иерархически соподчиненных гео-

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

сфер» [5]. Ее базу составляют три фундаментальных свойства геологической среды:

1. Непрерывность. Следствие – неизбежность конвективного характера тектонических движений в любой геосфере, независимо от их причины: *компенсация* вертикальных движений горизонтальными, сжатия на одних участках – растяжением на соседних [2]. Совокупность этих движений и деформаций образует геодинамическую систему (ГС), состоящую из своеобразных «геодинамических тел» – ячеек, вращение в которых организовано по принципу смежных шестерен.

2. Расслоенность, т.е. разделение на геосферы или толщи, различающиеся по плотности и/или вязкости. Следствие – многоярусность конвекции, т.е. своя ГС ячеек в каждой геосфере. В частном случае ячейки нижней геосферы (*свободная* конвекция) могут располагаться под ячейками верхней геосферы (*вынужденная* конвекция). Пример – формирование «корней» под поднятиями и «антикорней» под впадинами.

3. Иерархия геосфер: верхняя мантия как часть мантии, геосфера астеносфера+литосфера как часть верхней мантии, осадочный чехол как часть литосферы и т. д. Следствие – иерархия конвективных ГС.

ГС-1 (1-го ранга) охватывает всю мантию и ответственна за дрейф континентов вместе с их «корнями», а тем самым за формирование и распад Пангей. Результаты компьютерного моделирования ГС-1 содержатся в: [9]. Одним из следствий дрейфа еще А.Вегенер считал гигантскую фронтальную горную цепь Кордильер–Анд.

ГС-2 функционирует только в верхней мантии и только под океанами; она ответственна за спрединг и субдукцию. Пример компенсационного сочетания этих двух процессов – зона спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия и равновеликая ему Андская зона субдукции. Далее к северу эта зона спрединга «ныряет» под континент Северной Америки. Вместе с ним исчезает и зона субдукции (в отличие от продолжающейся к северу цепи Кордильер–Анд). Считается, что в свое время этот континент надвинулся на названную зону спрединга. Это свидетельствует об иерархической соподчиненности ГС-1 и ГС-2. Зоны спрединга, как и вся ГС-2, возникают в Индо-Атлантическом сегменте Земли вследствие раздвижения континентов вместе с их «корнями». Это растяжение континентальной геосферы, имеющей мощность около 400 км, создает пространство, в котором и функционирует конвективная ГС-2. При этом скорость спрединга в ГС-2 может превышать скорость раздвижения континентов в ГС-1. В этом случае возникает компенсационная «боковая релаксация спрединга» (термин Ю.М.Пушаровского) в виде шарьяжей на склонах срединно-океанских хребтов (СОХ) и периокеанических впадин (своеобразных аналогов зон субдукции). Теория и физическое моделирование ГС-2 описаны в: [6].

ГС-3 функционирует только в геосфере астеносфера+литосфера и только в зонах повышенного теплопотока. К таким зонам относятся зоны спрединга, субдукции и коллизии [7]. В них снижен контраст вязко-

сти между астено- и литосферой, что и приводит в действие ГС-3 из-за инверсии плотности порядка $0,1 \text{ г/см}^3$.

При повышенных значениях числа Рэлея ($>10^4$) реализуется **изометричный** вариант ГС-3 – мантийные диапиры и компенсирующие их узкие резко асимметричные окаймляющие прогибы. Физическое моделирование [1] показало, что такие прогибы имитируют зоны субдукции как в разрезе (падение в сторону диапира), так и в плане (дугообразность). Поэтому природные зоны субдукции можно рассматривать как результат интерференции ГС-1 или ГС-2 (сближение континентальных и/или океанических масс) и ГС-3 (мантийные диапиры и островные дуги).

При умеренных значениях числа Рэлея ($10^3 - 10^4$) реализуется **линейный** вариант ГС-3: в процессе *двухъярусной* конвекции формируются системы линейных в плане поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями», продольных в зонах коллизии и поперечных в зонах спрединга [4]. Продольные системы – это *орогенные пояса*, в которых происходит интерференция ГС-1 и ГС-3. Этим, в частности, можно объяснить парадокс утонения коры орогенных впадин в обстановке коллизии. Поперечные системы – это СОХ («*талассорогенные*» пояса), где происходит интерференция ГС-2 (спрединг) и ГС-3. Результаты физического моделирования такой интерференции содержатся в работе [6]. В этой интерференции можно усмотреть разрешение другого парадокса – ориентировку трансформных разломов (ТР). Последние являются сдвигами, но при этом параллельны направлению максимального растяжения (направлению спрединга). Однако их приуроченность к поперечным впадинам с утоненной корой позволяет предположить, и это подтверждено нашими экспериментами, что ТР представляют собой весьма эффективное соединение концов кулисообразно расположенных рифтовых долин, необходимое для продолжения спрединга, по принципу «где тонко, там и рвется». Интерференция одновременно ГС-1, ГС-2 и ГС-3 приводит к формированию СОХ с *косесекущими* ТР.

В осадочном чехле подвижных поясов функционирует термофлюидная ГС-4, ответственная за формирование анти- и синклинориев и осложняющей их складчатости [1]. Ее интерференция с ГС-3 приводит к асимметрии анти- и синклинориев, шарьягам на периферии складчатых областей, воспроизведена нами экспериментально [1] и подробно обсуждается на примере Большого Кавказа [11].

Иерархическая конвекция происходит «каскадным» образом, описанным в общих чертах в работе [8], в последовательности от ГС-1 к ГС-4, и представляет собой сочетание *линейных* (ГС одного ранга) и *нелинейных* геодинамических процессов (интерференция ГС разных рангов). Примером последних может быть упомянутая альтернатива вариантов ГС-3, когда незначительное изменение значения числа Рэлея может иметь далеко идущие тектонические последствия.

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

1. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
2. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
3. Гончаров М.А. Компенсационная, многоярусная и иерархическая геодинамика: Сочетание фиксизма и мобилизма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 6. С. 13–21.
4. 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.: ГЕОС, 1998. С. 145–147 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т.1).
5. Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 10–14.
6. Кирдяшкин А.Г. Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука, 1989. 81 с.
7. Левин Л.Э. Литосфера Земли: Типы, мощность и динамика на основе данных о глобальном распределении теплового потока // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 296–299 (Материалы XXXI Тектонич. совещ., Т.1).
8. Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 5–13.
9. Трубицын В.П., Рыков В.В. Трехмерные сферические модели мантийной конвекции, дрейфа континентов, образования и распада суперконтинентов // Рос. Журн. Наук о Земле. 1998. Т. 1, № 2. <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rje98005/rje98005.htm>.
10. Ханн В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1437–1440.
11. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.

М.А.Гончаров, Н.С.Фролова¹

Утоненная кора орогенных впадин и ориентировка трансформных разломов СОХ: общая причина

Парадокс утонения коры при коллизии. Орогенные пояса состоят из чередующихся линейных *поднятий* с утолщенной корой («корнями») и *впадин* с утоненной корой («антикорнями»). Утонение коры впадин трудно объяснить действием коллизионного сжатия; это утонение является следствием какого-то иного механизма. Но в связи с этим возникает также и проблема утолщения коры поднятий: каким образом коллизионное сжатие, направленное со стороны сближающихся континентальных масс, может воздействовать на эти поднятия, как бы «перескакивая» через разделяющие их впадины? К этому следует добавить факт присутствия в составе орогенных поясов впадин внутренних морей с корой, еще более утоненной, чем у линейных впадин. Форма впадин внутренних морей в плане, близкая к изометричной, никак не вяжется с представлением о коллизионном сжатии как причине их формирования.

Исследователи, обратившие внимание на эти и другие факты, как

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

будто бы несовместимые с коллизийной концепцией формирования орогенных поясов, поставили под сомнение сам факт коллизии и пытаются объяснить генезис этих поясов с позиций фиксизма. Наиболее последовательным сторонником этого направления был В.В.Белоусов. Среди выделенных им различных эндогенных режимов [1] имеются два, относящихся к классу «возбужденных» (обусловленных повышенной температурой тектоносферы), – *орогенный* и *тафрогенный*. Первый, по его представлению, ответственен за формирование орогенных поднятий, а второй – за образование орогенных впадин и впадин внутренних морей. Факт «возбуждения» астеносферы (в виде поднятия ее кровли) не только в зонах срединно-океанских хребтов и активных окраин (что было известно и ранее), но и в орогенных поясах, недавно весьма обстоятельно продемонстрировал Л.Э.Левин [7]. Однако ни сам В.В.Белоусов, ни другие исследователи, которые искали причину утонения коры под впадинами в процессах базификации, эклогитизации, десерпентинизации и т.п., не смогли объяснить, почему в орогенных поясах – областях повышенного теплового потока – возникают линейные поднятия, чередующиеся с разделяющими их впадинами. Т.е., по терминологии В.В.Белоусова, в чем причина чередования проявлений орогенного и тафрогенного режимов в плане.

Парадокс ориентировки сдвиговых трансформных разломов в поле напряжений спрединга. Один из фундаментальных законов тектофизики гласит, что в анизотропном поле напряжений формируются два типа трещин (разрывов) – трещины отрыва (раздвиги) и трещины скалывания (сколовые разрывы), причем эти трещины (разрывы) ориентируются в **трех** «разрешенных» направлениях (относительно ориентировки главных осей напряжений) – одном ортогональном, по нормали к оси максимального растяжения (трещины отрыва или раздвиги), и двух диагональных, тяготеющих к плоскостям максимальных касательных напряжений (трещины скалывания или сколовые разрывы). **Четвертое** направление (другое ортогональное, параллельное оси максимального растяжения) является «запрещенным» для формирования трещин и разрывов.

Но именно в «запрещенном» направлении ориентированы трансформные разломы (ТР) срединно-океанских хребтов (СОХ). В отличие от рифтовых долин (РД), расположенных в пределах СОХ *кулисообразно* и представляющих собой гигантские трещины (мегатрещины) **отрыва**, ориентированные в «разрешенном» направлении - по нормали к оси максимального растяжения в зоне спрединга, активные части ТР являются **сдвигами**; это подтверждено как геолого-геофизическими (по смещению линейных магнитных аномалий), так и тектонофизическими (по ориентировке смещений в очагах землетрясений) данными. Сдвиговые ТР ориентированы в упомянутом «запрещенном» направлении – параллельно оси того же максимального растяжения, в том числе в СОХ с кососекущими РД и ТР; в последнем случае РД и ТР сохраняют *взаимно ортогональную* ориентировку. Эта «запрещенная» ориентировка

ТР почему-то прошла мимо внимания исследователей, создававших и развивавших концепцию тектоники литосферных плит. Это касается, в частности, и фундаментальной монографии Е.П.Дубинина [5], специально посвященной ТР.

Общая причина. Оба упомянутых парадокса роднит то обстоятельство, что как орогенные впадины, так и ТР приурочены к линейным зонам утоненной коры. В настоящее время происходит существенная переоценка главных черт строения СОХ. Ныне, в результате детальных исследований, с применением новых методов, в особенности спутниковой альтиметрии, СОХ выглядят на топографических картах океанского дна как системы **поперечных** (по отношению к простиранию СОХ) поднятий-хребтов и впадин-долин. На этом общем фоне РД имеют вид второстепенных нарушений, осложняющих названные поднятия-хребты, а ТР оказываются приуроченными к впадинам-долинам. Если к этому добавить все чаще обнаруживаемую повышенную у поперечных поднятий и пониженную у поперечных впадин мощность коры и литосферы (по сравнению с нормальной океанской), другими словами, наличие «корней» под поднятиями и «антикорней» под впадинами [8], то можно констатировать вполне определенное сходство между **поперечными** системами поднятий и впадин в зонах *дивергенции* плит (спрединга) и **продольными** системами поднятий и впадин в зонах *конвергенции* плит (коллизии) [3]. Это сходство можно распространить и в область терминологии. СОХ называются «хребтами» лишь по традиции, но никак не по их масштабам. Они имеют протяженность в десятки тысяч километров и ширину в первые тысячи километров, что несоизмеримо больше аналогичных параметров хребтов (например, Большого Кавказа) в орогенных поясах. Поэтому СОХ, соизмеримые по своим размерам с орогенными поясами и состоящие из поперечных хребтов-поднятий и долин-впадин, можно квалифицировать как «талассоорогенные пояса» [4].

Сходство морфологии всегда вызывает подозрение в общности происхождения. Нами предложена [3] концепция двухъярусной конвекции в геосфере астеносфера+литосфера. Эта конвекция обусловлена повышенным тепловым потоком и наличием инверсии плотности (порядка $0,1 \text{ г/см}^3$). Такая конвекция порождает, при умеренных значениях числа Рэлея, систему **линейных** поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями», *продольных* в зонах коллизии (орогенных поясах) и *поперечных* в зонах спрединга («талассоорогенных» поясах). Эта концепция является составной частью более общей концепции компенсационной, многоярусной и иерархической геодинамики [2], или геодинамики иерархически соподчиненных геосфер [4].

«Запрещенная» ориентировка ТР в зонах спрединга объясняется приуроченностью ТР к поперечным впадинам с предварительно утоненной корой, т.е. они возникают по принципу «где тонко, там и рвется» [9]. Это подтверждено результатами нашего физического моделирования. В модельных образцах кулисообразно расположенные «РД» удли-

нялись и затем, в процессе дальнейшего растяжения, их концы соединялись посредством формирования «ТР» вдоль предварительно созданных параллельных полос утоненной «коры». В контрольных образцах, где «кора» имела постоянную толщину, формировались лишь «РД», концы которых при дальнейшем растяжении образцов соединялись «нетрансформно».

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

Литература

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
2. Гончаров М.А. Компенсационная, многоярусная и иерархическая геодинамика: Сочетание фиксизма и мобилизма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 6. С. 13-21.
3. 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.: ГЕОС, 1998. С. 145–147 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. I).
4. Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит - к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 10–14.
5. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы (геодинамический анализ). М.: Изд-во МГУ, 1987. 181 с.
6. Левин Л.Э. Литосфера Земли: Типы, мощность и динамика на основе данных о глобальном распределении теплового потока // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 296–299 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. I).
7. Разломные зоны Центральной Атлантики / Ю.М.Пушаровский, А.А.Пейве, Ю.Н.Разницын, Е.С.Базилевская. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.
8. 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.А. Гончарова¹, И.Г. Щерба², С.О. Хондкариан³

Палеогеография Средиземноморского складчатого пояса в начале среднего миоцена

К началу среднего миоцена (чокрак – ранний баден – лангий) в процессе континентальной коллизии Евразии и Афраравии юрско-палеогеновые тыловые моря северной окраины Тетиса превратились во внутриконтинентальные, вошедшие в состав крупного полуизолированного бассейна Паратетис. В начале среднего миоцена вследствие резкой дифференциации дна его западная Карпатско-Альпийская и восточная

¹ Палеонтологический институт (ПИН) РАН, Москва, Россия

² Центр региональных геофизических и геоэкологических исследований (ГЕОН), МПР РФ Москва, Россия

³ ФГПНПП «Аэрогеология», Москва, Россия

Эвксино-Каспийская части оказались разобщенными. От океанических пространств Восточного Средиземноморья и Индопацифики Западный и Восточный Паратетис отделяли сухопутные барьеры и мелкие эпиконтинентальные моря, сформировавшиеся вдоль границы Афраравии и Евразии. Хотя в процессе деформаций штирийской фазы внутри складчатого обрамления Паратетиса возникли новые проливы и подновились старые, обеспечившие их подпитку водами Средиземного моря и Индийского океана, разобщенность среднемиценовых бассейнов привела к большим различиям в характере гидрологии и комплексов населявшей их фауны (раннебаденский, чокракский и лангийский комплексы).

Если Карпатский глубоководный бассейн в начале среднего миоцена практически закрылся, то Эвксино-Каспийский (Чокракский) в целом сохранил сложившуюся еще в начале палеогена палеобатиметрическую зональность тылового моря [3]. Однако благодаря возникновению складчатых поднятий в его осевой части и превращению центрального сегмента Большого Кавказа в сушу, вдававшуюся далеко в пределы северного шельфа, конфигурация и размеры прогибов и поднятий раннепалеогенового бассейна к середине миоцена претерпели изменения [2].

Северный Кавказ и Предкавказье, большая часть Копетдага, Крым, Скифская и Туранская плиты, Причерноморская часть Восточно-Европейской платформы принадлежали северному евразийскому шельфу Восточного Паратетиса. Со сторны Русской равнины туда впадали Палео-Миус, Палео-Северский Донец и Палео-Дон. Последний в 200–300 км от берега распадался на несколько рукавов, крайние из которых отстояли один от другого на 500 км. Реки выносили массу песчаного материала, скопления которого на уступах дна послужили коллекторами нефти.

В осевой части бассейна выделялись три глубоководные впадины: Кобыстанско-Южно-Каспийская, Восточно-Черноморско-Триалетская и Западно-Черноморская. Кобыстанско-Южно-Каспийская впадина представляла собой реликт мезозойского тыловодужного моря Большого Кавказа (с Лазаревско-Кобыстанским трогом в осевой части), географически соответствовавшего современному южному склону горного сооружения. В рассматриваемое время глубоководье не продолжалось в пределы Северо-Западного Кавказа, как это было вплоть до начала миоцена. Восточно-Черноморско-Триалетская впадина – реликт обширного палеогенового внутридугового прогиба, напротив, сократилась на востоке и включала лишь крайнюю северо-западную оконечность Аджаро-Триалетии. Западно-Черноморская впадина, развивавшаяся в мезозое независимо от окраинного моря Большого Кавказа, отделялась от Восточно-Черноморской впадины валом Андрусова и замыкалась в пределах современной Черноморской акватории. Пространства, разделявшие эти впадины, принадлежали шельфу. При этом подводные поднятия Кюрдамюрского вала и вала Шатского, осложнившие в палеогене мезозойскую островную дугу, были выведены на уровень мелкого шельфа, а отдельные участки южного шельфа (Иорикуринский прогиб) были глубоко погружены.



Палеогеография области Средиземноморского складчатого пояса в начале среднего миоцена (чокрак – ранний баден – лангий).

1–5 – суша: 1 – горы, 2 – возвышенности, 3–5 – низменности: 3 – с несохранившимся чехлом осадков, 4 – озерные бассейны, лагуны, 5 – речные долины; 6–8 – море: 6 – лагуны, временно заливаемые морем, 7 – шельф, 8 – глубоководье (континентальный склон и батталь); 9 – терригенный снос: а – региональный, б – конусы выноса, дельты и авандельты; 10 – вулканы; 11 – палеогеографические границы; 12 – разломы: а – надвиги, б – сдвиги, в – сбросы

Буквы на карте: СА – Среднеараксинский пролив, ПА – Периаравийский пролив, ЗЧБ – Западно-Черноморский бассейн, ВЧБ – Восточно-Черноморский бассейн, Бка – Большекавказский бассейн, МК – Малый Кавказ, ДП – Донецкое поднятие

Южным ограничением Эвксино-Каспийского бассейна служил орогенный пояс, включавший Малый Кавказ, Понтиды, Талыш и Эльбурс. К югу от него располагался Южно-Армянский залив Центрально-Иранского мелководного бассейна, вдававшегося в Центрально-Анатолийскую сушу. Последняя сливалась с Родопско-Динарской сушей, наглухо изолируя Эвксино-Каспийский бассейн от Средиземного моря и Западного Паратетиса.

В развитии Эвксино-Каспийского бассейна отчетливо выделяются ранне- и позднечокракская стадии. Утратив вследствие деформаций штирийской фазы связь с Западным Паратетисом [1,2], раннечокракский бассейн возобновил соединение через Среднеараксинский пролив с Центрально-Иранским бассейном. Последний уже обособился от Индопацифической части Тетиса [5], но соединялся через пролив между Ваном и Урмией с Месопотамским бассейном [4], который открывался в Индийский океан. С Восточным Средиземноморьем Месопотамский бассейн был связан узким Периаравийским проливом, состоявшим из мелких рукавов, разделенных островами, и вливавшимся в бассейн Аданы [5] и, возможно, Латакии [4]. Через эту многоступенчатую систему проливов раннечокракский бассейн подпитывался водами Восточного Средиземноморья и Индопацифики, на что указывает увеличение разнообразия комплексов чокракских двустворчатых и брюхоногих моллюсков Закавказья по мере приближения к Среднеараксинскому проливу и появление там большего количества мигрантов. К позднему чокраку рельеф дна бассейна был сневилирован, связь с Мировым океаном была утрачена. Бассейн распреснился и обмелел, трансгредировав при этом на Русскую равнину.

Карпатский бассейн, подвергшийся значительно большему сжатию, чем Эвксино-Каспийский, испытал погружение и растяжение в тыловой закарпатской части, где возникли глубокие грабены. Со Средиземным морем он имел открытую связь через Словенский коридор и обладал нормальной морской соленостью.

Литература

1. Гончарова И.А., Щерба И.Г. Паратетис в конце раннего–среднего миоцена и его связи с окружающими бассейнами // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1997. Т. 5, № 3. С. 102–107.

2. Гончарова И.А., Хондариан С.О., Щерба И.Г. Тархан-караганский этап развития Эвксинско-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис) // Там же (в печати)
3. Копл М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–59.
4. Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. и др. Миоцен Северо-Восточной Атлантики и Восточного Средиземноморья (биостратиграфия, палеоэкология, палеогеография). М.: Научный мир. 1999. 185 с.
5. Steininger F., Rogl F., Nevesskaja L.A. Sediment distribution maps for selected time intervals through the Neogene // Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. Chapter 3. Vienna. 1985. 10 maps. P.91–102.

В.М.Гордин¹

Об интерпретации аномального магнитного поля океанов по Вайну–Метьюсу

Всеобщее внимание к геологическим аспектам морской магнитометрии привлекли аэромагнитные съемки Р.Мейсона и А.Раффа на северо-западе Тихого океана и О.Н.Соловьева в районе Курило-Камчатского желоба. Они привели к открытию не имеющих континентальных аналогов систем линейных магнитных аномалий, названных впоследствии «полосовыми». Вместе со сформулированными примерно в то же время постулатами тектоники литосферных плит это открытие легло в основу гипотезы формирования магнитоактивного слоя океанской литосферы, выдвинутой в 1963 г. Ф.Вайном и Д.Меттьюсом и независимо от них Л.Морли и А.Лярошелем.

Опираясь на представления о спрединге дна океанов, авторы гипотезы предположили, что термоостаточная намагниченность, приобретаемая базальтами новообразованной литосферы, подобно записи на магнитной ленте, хранит информацию об эволюции намагничивающего поля в геологическом прошлом. Ее главные события – инверсии полярности поля – приводят к образованию характерной линейно-упорядоченной структуры из чередующихся прямо и обратно намагниченных блоков. Поскольку моменты инверсий могут быть датированы по палеомагнитным данным, интерпретация полосовых аномалий позволяет оценивать скорость спрединга и определять возраст океанского дна.

Судьба этой элегантной гипотезы сложилась удачно. Переживавшая в 60-е годы эпоху «Sturm und Drang» тектоника плит не только взяла ее на вооружение, но и возвела в ранг основополагающих. Идеи Вайна–Меттьюса были воплощены в разнообразных полосовых моделях, которые надолго стали основным инструментом интерпретации магнитных данных, создания палеореконструкций, воспроизводящих историю раскрытия океанов вплоть до юрского периода. Гипотетичность

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

предпосылок была забыта, а получаемые результаты нередко выдавались за непререкаемые истины.

Из теории потенциала следует, что обратные задачи магнитометрии для моделей типа Вайна-Меттьюса неоднозначны и неустойчивы по входным данным. Связанные с этим затруднения удастся преодолеть лишь путем жесткой априорной параметризации модели или переходом от формализованных решений к подгонке распределения источников под идейные соображения. Применение такой подгонки не возбраняется, но требует соблюдения присущих ей правил перехода от формальных заключений к содержательным выводам. Нередко утверждается, что удовлетворительное соответствие между измеренными и модельными магнитными аномалиями доказывает (!?) справедливость постулатов тектоники плит. Это логическая ошибка. Доказываемые постулаты заложены в полосовую модель а priori; они – возможная причина соответствия аномалий, но никак не могут быть его следствием.

На практике положение усугубляется тем, что сравнение графиков осуществляется, как правило, на качественном уровне. Количественные методы и оценки применяются редко, что позволяет «увидеть» линейно-упорядоченную структуру поля даже там, где она отсутствует.

Уже к середине 70-х годов стало очевидным, что полосовая модель в своей канонической форме не объяснит многих особенностей структуры магнитоактивного слоя. Глубоководные съемки выявили резко дифференцированную картину придонного магнитного поля. Благодаря глубоководному бурению был обнаружен феномен переслаивания прямо- и обратномагнитных толщ. Выяснилось, что роль базальтов в формировании аномального поля преувеличена в силу разрушения их намагниченности процессами низкотемпературного окисления. Попытки устранения противоречий между каноническими инверсионно-спрединговыми представлениями и экспериментальными данными привели к созданию модифицированных полосовых моделей: дайковых, двух- и трехъярусных, включающих в магнитоактивный слой подбазальтовые источники и допускающих перестройки спрединговых систем. Изобразительные возможности моделирования несомненно возросли, но вместе с ними возросли и возможности интерпретационных подгонок.

Обратимся к проблемам идентификации полосовых аномалий и определению возраста литосферы. Роль «эталонной линейки» при решении этих задач отводится шкалам геомагнитной полярности. В зависимости от способа датировки они подразделяются на магнитохронологические, магнитостратиграфические и аномалийные.

Первые два типа шкал обобщают данные о полярности палеополя с абсолютными или относительными датировками вещественных образцов. В аномалийных шкалах эталонная последовательность инверсий находится не по образцам, а по полосовым магнитным аномалиям и сопоставляется затем с возрастом наиболее древних осадков, перекрывающих базальтовый фундамент, и/или с оценками абсолютного воз-

раста базальтов. Таким образом, аномалийные шкалы основаны на идеях Вайна–Меттьюса, а определения магнитного возраста литосферы – это экстраполяция геологических датировок, осуществляемая по косвенным признакам – номерам идентифицированных аномалий.

Даже если признать, что океанская литосфера образуется в соответствии с постулатами тектоники плит, корректность такой экстраполяционной процедуры, предполагающей тождественность возрастов базальтов и перекрывающих их осадков, сомнительна. Хорошо известно, что на многих отрезках срединно-океанических хребтов осадочный чехол появляется на удалении в 50–100 км от гребня, т.е. заметно «отстает» от образования базальтов. Не менее вероятен альтернативный вариант внедрения базальтов под ранее сформировавшийся осадочный чехол, на что еще в 1973 г. обращал внимание Шейнманны.

Другое, столь же неприятное с точки зрения геоисторического анализа обстоятельство связано с тем, что процессы формирования базальтов резко неравномерны во времени и пространстве.

Чередование вулканических и тектонических фаз неизбежно должно отражаться в «магнитной памяти» литосферы: первым будут отвечать интервалы детальной записи, вторым – невосполнимые пропуски в стандартной последовательности инверсий. Приходится учитывать также, что в наблюдаемом поле всегда присутствуют шумы, обусловленные неинверсионными вариациями намагниченности, а также широтный эффект – избирательную чувствительность магнитных аномалий к неоднородностям разной ориентации.

Изложенное приводит к выводу, что апелляции к впечатляющим совпадениям «независимых» определений возраста литосферы по данным магнитной съемки и глубоководного бурения иллюзорны. На самом деле эти совпадения предопределены технологией идентификации аномалий, основанной на увязке магнитных профилей со скважинными реперами и устранении возникающих расхождений посредством коррекции датировок и/или перенумерации аномалий.

В условности оценок «магнитного возраста» убеждает также сопоставление различных аномалийных шкал между собой, демонстрирующее деформации стандартной последовательности инверсий: сдвиги, сжатия и растяжения, превосходящие длительность идентичных геомагнитных эпох. Уподобляя аномалийную шкалу «эталонной линейке», приходится признать, что определения магнитного возраста литосферы – это измерения с резиновым эталоном со всеми вытекающими отсюда последствиями.

Свидетельства гетерогенности магнитоактивного слоя океанской литосферы

В исторической перспективе выдающееся значение гипотезы Вайна–Меттьюса для развития морской магнитометрии несомненно. Она стимулировала масштабные съемочные и петромагнитные работы, составление мировых карт осей магнитных аномалий, сыгравших важную роль в решении важнейшей проблемы морской геологии единообразной пространственно-временной привязки геологических событий и структур.

К сожалению, резкая экспансия идей Вайна–Меттьюса способствовала их абсолютизации, утверждению тезиса об универсальности конвейерного механизма формирования магнитоактивного слоя океанской литосферы. Сложилось мнение, что «золотой век» морской магнитометрии позади, а удел дальнейших исследований – детализация ранее выявленных закономерностей. Безальтернативный прогресс обернулся регрессом и вынуждает вновь обращаться к сопоставлению экспериментальных данных с предсказаниями гипотезы.

Наиболее близкая к предсказываемой картина характерна для срединно-океанических хребтов. Здесь преобладают квазилинейные носители источников, ориентированные вдоль оси хребта и сосредоточенные в пределах базальтового слоя коры. Контрастность намагниченности максимальна в осевой зоне, где регистрируется центральная аномалия. По мере удаления от оси контрастность намагниченности уменьшается и возрастает роль изометрических носителей источников, связанных с неинверсионными факторами.

Отмеченные закономерности типичны, но не абсолютны. В районе тройного сочленения рифтогенных хребтов в Индийском океане центральные аномалии отсутствуют, тогда как сопряженные с ними аномалии 2 и 2а прослеживаются вполне надежно. Вблизи о-ва Вознесения простирание полосовых аномалий и грядовых форм рельефа не совпадают друг с другом, что трактуется как проявление вторичных деформаций. На отдельных отрезках хребтов Мона и Книповича попытки трассирования полосовых аномалий приводят к фантастическому сгущению сетки трансформных разломов.

Линейные размеры и амплитуды аномалий значимо увеличиваются на флангах срединно-океанических хребтов. Впервые этот эффект был обнаружен Меттьюсом на траверсе Бомбей – Сейшельские острова. Последующие съемки показали, что он свойствен всем акваториям и приурочен к позднему олигоцену: временным рубежам 20–25 млн лет в Ат-

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

лантическом и Индийском океанах и 30 млн лет в – Тихом океане.

Природа рассматриваемого явления – предмет оживленной дискуссии. Предположения о большой интенсивности намагничивающего поля во время образования источников высокоамплитудных аномалий и о влиянии изменений в характере низкотемпературного окисления оказались несостоятельными. По данным Г.М.Солодовникова верхнеолигоценовый магнитный момент Земли был примерно вдвое меньше современного, а изученный У.Блейлом и Н.Петерсеном эффект возрастания намагниченности при вторичных изменениях был продемонстрирован лишь на образцах синтетического титаномагнетита.

Наибольшую популярность приобрела гипотеза серпентинизации, согласно которой на флангах срединно-океанических хребтов возникают условия, благоприятные для серпентинизации перидотитов, сопровождаемой образованием зерен магнетита за счет разложения оливина. Гипотеза удовлетворительно объясняет увеличение линейных размеров высокоамплитудных аномалий, свидетельствующее о большей ширине фронтов серпентинизации по сравнению с зонами внедрения базальтов. С геоисторическим анализом этих аномалий дело обстоит гораздо хуже. Если намагниченность источников аномалий наследует полярность геомагнитного поля эпохи их образования, то современной эпохе должны отвечать современные позиции фронтов серпентинизации на флангах хребтов, а сами аномалии должны трактоваться как аналоги центральной. Действие конвейерного механизма приведет к перемещению плит сквозь эти фронты, т.е. к расщеплению стандартной последовательности аномалий на две подпоследовательности: «базальтовую» и «серпентинитовую». Таким образом, гипотеза серпентинизации требует радикальной ревизии возрастной идентификации высокоамплитудных аномалий.

Большой сложностью и разнообразием отличается строение магнитоактивного слоя глубоководных котловин. Наряду с практически безаномальными «зонами спокойного поля» здесь картируются аномальные зоны, отражающие влияние систем источников, обособленных как в плане, так и по глубине. Для обширных пространств глубоководных котловин свойственна мозаичная картина аномалий, сходная с наблюдаемой над континентальными траппами.

Особый интерес вызывают квазилинейные источники, которым отвечают системы «мезозойских» магнитных аномалий. Характерные черты последних: отсутствие признаков симметрии, пространственная разобщенность между собой и со структурами рифтогенных хребтов. Интерпретация мезозойских аномалий по Вайну–Меттёусу основана на ответственных предположениях о многократных перестройках в работе плитотектонического конвейера, перескоках осей спрединга, возникновении и отмирании зон субдукции и т.п., приводящих к представлениям о нереально сложной динамике мантийной конвекции. Характерное время перестройки конвективных ячеек оценивается в 10 млн лет. В истории раскрытия Индийского океана, например, предполагается до че-

тырех-пяти перестроек. Следовательно, на них приходится примерно треть времени раскрытия, что вступает в прямое противоречие с возрастной идентификацией мезозойских аномалий. В то же время, приуроченность систем мезозойских аномалий к периферическим частям котловин наводит на мысль об их связи с процессами деструкции окраин континентов. Возможно, в этих системах зафиксированы следы континентальных палеорифтов, отделявших погружающиеся блоки от массива континентальной коры. Свидетельством тесной взаимосвязи континентального и океанского рифтогенеза могут служить материалы аэромагнитной съемки в Аденском заливе и в южной части Афарского треугольника.

Наиболее рельефно неоднородность магнитоактивного слоя проявляется в пределах асейсмичных поднятий и хребтов. Характерную для них интерференционную картину аномального поля можно трактовать как свидетельство рассредоточенности источников в широком диапазоне глубин. Главное отличие от котловин состоит в отсутствии в пределах асейсмичных поднятий полосовых аномалий. Антагонизм этих элементов наглядно иллюстрирует обстановка в Индийском океане, где оси линейных аномалий срезаются подножиями склонов асейсмичных поднятий точно так же, как они срезаются подножиями континентальных склонов Австралии, Африки и Мадагаскара. В то же время, предписанный тектоникой плит антагонизм линейных аномалий и зон субдукции соблюдается не всегда. В районе о-ва Хоккайдо оси линейных аномалий пересекают Японский глубоководный желоб, выходя на его тыловой склон.

Таким образом, далеко не все элементы строения магнитоактивного слоя океанов укладываются в прокрустово ложе модели Вайна–Меттьюса. В ней нет места для источников длинноволновых аномалий, выявленных спутниковыми съемками над хребтом Брокен и Китовый, в районе Гаваев и других регионов. Их расчетная намагниченность существенно превосходит петромагнитные оценки. Устранение этого противоречия – одна из важнейших задач дальнейших исследований.

В.М. Гранник¹

Древние сейсмофокальные зоны Сахалина

В настоящее время можно считать доказанной тесную связь формирования геологической структуры о-ва Сахалин и прилегающих акваторий с эволюцией разновозрастных активных тихоокеанских окраин. Современные активные тихоокеанские окраины (конвергентные или переходные зоны) включают краевой (окраинный) вал, субдукционную

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

сейсмоактивную зону (сейсмофокальную зону, зону Вадати–Заварицкого–Беньоффа или просто Беньоффа), глубоководный желоб, магматическую дугу (вулканическую островную дугу или окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс), глубоководную впадину задугового (тыльно-дугового) окраинного моря или тыловую область растяжения или сжатия за вулканоплутоническим поясом. Важнейшим элементом активных окраин являются субдукционные сейсмоактивные зоны (зоны Беньоффа), формирующиеся в процессе сложнейших тектонических процессов, протекающих в пределах переходных от континентов к океанам зон и определяющих основные особенности рельефа, тектоники, сейсмичности, магматизма, металлогении, геофизических полей, глубинного строения активных окраин.

Состав формирующихся латеральных рядов структурных элементов современных зон субдукции зависит от соотношения ряда геологических (состав, строение, мощность, возраст взаимодействующих плит) и кинематических (напряженное состояние, направления и скорости движения плит) факторов, а также тектонического режима (субдукционной аккреции или эрозии, нейтральный) субдукции [1]. Зоны Беньоффа в этом случае отождествляются с погружающейся (субдуцирующей) частью океанской плиты. Представлены они одной или несколькими зонами концентрации разрывов и сколов сплошности геологической среды, расположенными на нижней и верхней границах или внутри погружающейся плиты, вызванными механическими перемещениями горнопородных и термофлюидных масс, фазовыми переходами (структурными и вещественными преобразованиями) горных пород погружающейся плиты и ее взаимодействием с подастеносферной мантией.

По аналогии с современными сейсмофокальными зонами (зонами Беньоффа) палеосейсмофокальные зоны (палеозоны Беньоффа) являются структурными элементами активных окраин древних океанов. Осуществленные палеотектонические реконструкции строения и развития древних активных окраин позволили установить, что происходившие в течение последних 230 млн лет (от 240 до 10 млн лет) сближения микроконтинентов или островных дуг с активными окраинами сопровождались деформациями сжатия и блокировками погружений субдуцирующих частей океанских плит (следовательно, и сейсмической активности зон Беньоффа) с превращением их в коллизионные швы или офиолитовые сутуры [2]. Эти коллизионные швы предлагается в дальнейшем называть субдукционными сутурами, в отличие от коллизионных швов (или просто сутур), фиксирующих полное закрытие палеоокеанов или их крупных ответвлений.

Действовавшие до блокировки зоны Беньоффа прекращали вначале частично, а затем и полностью свою сейсмическую активность и превращались в субдукционные сутуры, соответствующие палеозонам Беньоффа. Таким образом, палеозоны Беньоффа представлены в склад-

чатых поясах субдукционными сутурами, фиксирующими блокировку погружения океанских плит и отмирание действовавших зон Беньоффа.

Как показали реконструкции древних активных окраин Палеоокеаники, субдукционные сутуры также часто представлены зонами меланжированных хаотических комплексов, состоящих из разноразмерных блоков (террейнов) океанской плиты, гайотов, фрагментов аккреционных клиньев и микроконтинентов, блокировавших зоны субдукции, экзугумированных включений глаукофановых сланцев и эклогитов, погруженных в серпентинитовый меланж либо матрицу перетертых обвальнополозневых отложений.

Следует также отметить, что если кайнозойские и мезозойские палеозоны Беньоффа представлены субдукционными сутурами (офиолитовыми швами, зонами меланжированных хаотических комплексов), то более древние палеозоны Беньофа могут также входить в состав зон смятия [3]. Эти зоны смятия характеризуются большой протяженностью (сотни и тысячи километров), относительно небольшой шириной (от единичных километров до десятков километров), крутыми углами наклона, интенсивной дислоцированностью пород, присутствием зеленых и глаукофановых сланцев, эклогитов, зон серпентинитового меланжа, гранитоидов, гранито-гнейсов, кристаллических сланцев, рудной минерализации, характерной для активных окраин.

Геологическая структура Сахалина и прилегающих акваторий в позднемезозойское–раннекайнозойское время формировалась в процессе последовательного развития разновозрастных (раннемеловой и позднемеловой–палеогеновой) тихоокеанских активных окраин, включавших древние сейсмофокальные зоны. Раннемеловая тихоокеанская активная окраина включала Самаргинскую вулканическую островную дугу, Лужкинское окраинное море, Западно-Сахалинский преддуговой прогиб и располагавшуюся восточнее прогиба в нижней части раннемелового желоба палеозону Беньоффа, превратившуюся в Центрально-Сахалинскую сутуру.

По данным автора, Центрально-Сахалинская сутура представлена ограниченной глубинными разломами зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65–70 км. В зоне меланжа присутствуют крупные блоки (террейны) триасовых–раннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных пород океанской плиты (Сусунайский, Центрально-Терпеньеvский, Буюклинско-Побединский, Таулан-Армуданский, Хановско-Краснотымовский) и более мелкие их фрагменты, сцементированные и перекрытые альбскими–сеноманскими, позднемеловыми и кайнозойскими вулканогенно-кремнисто-терригенными окраинно-морскими и континентальными отложениями, содержащими горизонты альбских–сеноманских и более молодых олистостром. Цементирующая масса в виде офиолитового меланжа установлена только на юге о-ва Сахалин (район Сусунайского

террейна). Наиболее широко она развита на о-ве Хоккайдо в зоне Камуикотан, являющейся продолжением Центрально-Сахалинской сутуры.

Осуществленные реконструкции пространственного расположения субдцированных в раннемеловое время террейнов океанской плиты (им соответствуют гравитационные максимумы Рыбновский, Погибинский, Александровский, Красногорский, Холмский, Ульяновский) позволили установить западное направление падения палеозоны Беньоффа под углом от 13 до 56°. В конце раннемелового – начале позднемелового времени Центрально-Сахалинская субдукционная сейсмоактивная зона была заблокирована Поронайским микроконтинентом размером не менее 200–250х150–200 км. Это событие вызвало перестройку раннемеловой тихоокеанской активной окраины главным образом в приокеанической части, сопровождавшуюся миграцией зоны Беньоффа в восточном направлении. В приконтинентальной части на месте Самаргинской островной дуги в позднемеловое время сформировался и продолжил свое унаследованно-наложенное развитие Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс.

Позднемеловая–палеогеновая тихоокеанская активная окраина включала Восточно-Сихотэалинский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс, Западно-Сахалинский преддуговой прогиб, Сахалинское окраинное море, Восточно-Сахалинскую вулканическую островную дугу, Восточно-Сахалинский преддуговой прогиб и располагавшуюся восточнее прогиба в нижней части склона позднемелового–палеогенового глубоководного желоба Охотоморскую палеозону Беньоффа, превратившуюся в Охотоморскую сутуру. Присутствие в восточной части Сахалина позднемеловой–палеогеновой островодужной системы подтверждало предположение о существовании в то время Охотоморской палеозоны Беньоффа, располагавшейся восточнее полосы развития магматических образований Восточно-Сахалинской островной дуги.

Реконструкция пространственного положения позднемеловой–палеогеновой зоны Беньоффа осуществлена по распределению редкоземельных элементов в вулканических образованиях Восточно-Сахалинской островной дуги [4]. Реконструированная зона Беньоффа состоит из нескольких сколовых поверхностей, имеет мощность не менее 80 км и угол наклона около 45°. Выход ее на дневную поверхность совпадает с выходом Охотоморской субдукционной сутуры, представленной довольно мощной (40–70 км) зоной серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, обычно сопоставляемой с океанской корой. Прослеживается сутура на акватории Охотского моря вдоль восточной кромки Сахалина на расстоянии более 1200 км и отчетливо проявлена в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии (в гравитационном и, особенно, в магнитном поле интенсивностью до 2000 гамм).

В начале палеогенового времени Охотоморская субдукционная сейсмоактивная зона была заблокирована Охотоморским микроконтин-

нением, что вызвало образование одноименной субдукционной сутуры, а также проявление ларамийской фазы сжатия и дальнейшую миграцию зоны Бенъоффа в восточном направлении.

Приведенные сведения подтверждают представления о том, что геологическая структура острова и прилегающих акваторий в позднемезозойское–раннекайнозойское время формировалась в процессе последовательного развития разновозрастных активных тихоокеанских окраин. Конвергентное взаимодействие литосферных плит в раннемеловое и позднемеловое–палеогеновое время обусловило проявление поясового, островодужного и задугового окраинно-морского магматизма, формирование аккреционных призм, субдукционный метаморфизм пород. Блокировка субдукционных сейсмоактивных зон микроконтинентами завершалась образованием субдукционных сутур, способствовала экзугумации субдукционных высокобарических метаморфических образований, а также вызывала локально проявлявшиеся орогенез, складкообразование, формирование покровно-надвиговых структур, олистостром и в рассмотренное время завершалась миграцией зон Бенъоффа по направлению к океану.

Исследования выполнены при поддержке Администрации Сахалинской области – проект 2-2.4-99.

Литература

1. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
2. Казьмин В.Г. Подвижность зон субдукции и субдукционные пояса // ДАН. 1999. Т. 366, № 4. С. 526–529.
3. Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. 168 с.
4. Гранник В.М. Реконструкция сейсмофокальной зоны Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги по распределению редкоземельных элементов // ДАН 1999. Т. 366, № 1. С. 79–83.

В.М. Гранник, К.Ф. Сергеев¹

Магматизм и тектоника кайнозойской активной окраины Охотоморского сектора Пацифики

В рассматриваемый сектор включены: Татарский пролив, северная часть Японского моря, Сахалин, Хоккайдо, Охотское море, Курильские острова, южная часть Камчатки, Курило-Камчатский глубоководный желоб, краевой вал Хоккайдо. В пределах обозначенного сектора кайнозойская активная окраина Пацифики представлена Курило-

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия.

Камчатской островной дугой, одноименными глубоководным желобом и субдукционной сейсмоактивной (сейсмофокальной) зоной, краевым океанским валом Хоккайдо (Зенкевича), Курильской (Южно-Охотской) глубоководной впадиной Охотского моря. Кроме того, к структурным элементам этой окраины авторами отнесены широко здесь развитые задуговые рифтовые системы, представленные грабенами (грабен-синклинальными впадинами) и горстами (горст-антиклинальными поднятиями), и сопряженные с ними рифтовые вулканоплутонические пояса толеитового, известково-щелочного, субщелочного и щелочного магматизма.

Курильская вулканическая островная дуга сформирована на континентальной земной коре мощностью до 30–40 км, состоящей из вулканогенно-осадочного слоя (до 5 км), гранитно-метаморфического слоя (8–10 км) и гранулит-базитового слоя (12–16 км). Вулканогенно-осадочные отложения расчленены на региональные вулканические или структурно-вещественные комплексы, охватывающие временной интервал от позднего олигоцена до четвертичного периода. Неогеновые и позднплиоценовые–четвертичные отложения разделены региональным несогласием. Как установлено, формирование дуги обусловлено проявлением двух гомодромных циклов вулканизма: завершенного олигоценового–плиоценового (зеленотуфовый и вулканогенно-кремнисто-диатомовый комплексы) и незавершенного позднплиоценового–четвертичного (базальтоидный и андезитовый комплексы). В итоге, в пределах Курильской вулканической дуги были сформированы две вулканические андезитовые (олигоценовая–плиоценовая и позднплиоценовая–четвертичная) и одна интрузивная габбро-диорит-плагиигранитная (палеогеновая–неогеновая) формации.

Курило-Камчатский глубоководный желоб сочленяется на юге региона с Японским желобом под углом 130°, а на севере – с Алеутским желобом под углом 70°. Ширина плоского дна желоба достигает 20 км. Крутизна склонов изменяется от 5–6 в верхней части желоба до 20–30 в нижней. На приостровном склоне желоба на глубине примерно 4000 м располагается глубоководная терраса, а на глубинах 4700 и 8600 м – разделенные уступами ступени. На океанском склоне желоба располагается серия полого наклоненных к его осевой зоне ступеней шириной 5–10 км, разделенных крутыми уступами высотой до 500 м, наклоненными в ту же сторону. Приостровной склон желоба сложен верхнемеловыми или более древними образованиями, перекрытыми широко распространенными дислоцированными неогеновыми отложениями. На глубоководной террасе неогеновые отложения, в свою очередь, перекрыты мощной (500–1000 м, редко до 3000 м) толщей субгоризонтально залегающих плиоценовых–плейстоценовых отложений. Приостровной склон желоба осложнен взбросами и сбросами, наклоненными в нижней части склона к осевой линии желоба. Изолированные выходы сейсмоакустического фундамента, установленные здесь на глубинах 3–4 км на юго-западе и 7–8 км на северо-востоке,

образуют субпараллельный желобу Хидака Фронтальный горст. По данным драгирования, в его строении участвуют метаморфизованные граувакковые песчаники, туфы, туфобрекчии основного и среднего состава, базальты, андезиты и роговики предположительно доверхнемелового и верхнемелового возраста.

В нижней части склона желоба осадочные отложения с неотчетливо выраженной на сейсмических записях структурой слагают аккреционную призму, подстилающуюся вторым океанским слоем. Аккреционная призма контактирует с горизонтально залегающими терригенными образованиями турбидитового клина, перекрывающего гемипелагические отложения океанского склона желоба.

На океанском склоне желоба верхнемеловые толеитовые базальты океанской коры перекрыты маастрихтскими кремнисто-глинистыми и неогеновыми—плейстоценовыми пелагическими и гемипелагическими осадками. Разрывные нарушения, осложняющие этот комплекс, наклонены в сторону океана. Сотрудниками ДВГИ ДВО РАН в пределах океанского склона Курило-Камчатского желоба и вала Хоккайдо по данным драгирования и глубоководного бурения установлены следующие три комплекса магматических пород: 1) толеиты, долерит-анортозиты, субщелочные базальты; 2) толеиты и известково-щелочные базальты, андезиты, дациты; 3) титанистые толеиты, субщелочные базальты, трахиты.

Курило-Камчатская сейсмофокальная зона выходит на дневную поверхность в приостровной области континентального склона глубоководного желоба примерно в 125 км от вулканической дуги. Наклонена она в сторону Азиатского континента под углом 40–45°. На глубине до 50–70 км она выполаживается до 15° и меньше. Мощность ее 60–80 км. Основные максимумы сейсмической активности наблюдаются на глубинах 60–100 км и 650 км в центральной части и 300–350 км на флангах сейсмофокальной зоны. Резкое уменьшение сейсмичности отмечается под районами активного вулканизма на глубинах 100–150 км. Вторая асейсмичная полоса располагается на глубине 200–300 км. В дислокационной структуре Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны установлены сбросово-поддвиговые в разрезе и сдвиговые в плане деформации, а также субвертикальные подвижки по крутым плоскостям разрывов.

Краевой вал Хоккайдо морфологически выражен между 40 и 48° с.ш. Далее к северо-востоку он представлен отдельными подводными горами. Однако по характеру геофизических полей он прослеживается на всем протяжении желоба вплоть до возвышенности Обручева. Превышение вала над средним уровнем ложа океана составляет 200–300 м, а над ложем желоба — более чем 3000 м. Ширина его достигает 100–200 км. По сейсмическим данным, мощность первого (осадочного) слоя вала составляет 0,3–0,5 км, второго слоя — 1–1,8 км, а третьего слоя — 4,5–6 км. По данным магнитометрической и гравиметрической съемок вал, имеет блоковое строение. Анамалиеобразующие объекты распо-

лагаются в кровле второго и третьего океанских слоев. Магнитоактивный горизонт залегает на глубине 5–7 км от уровня дна океана. По данным драгирования, в пределах вала развиты разнообразные по составу и происхождению комплексы магматических пород.

Курильская глубоководная впадина вместе с Атласовским и Голыгинским троговыми прогибами образует Южно-Охотскую задуговую спрединговую систему. С запада, севера и востока впадина ограничена сквозькоровыми разломами. Сейсмическими методами выявлена сеть менее глубоких разломов, по которым ограниченные ими тектонические блоки ступенчато опускаются в направлении центральной части впадины. Курильская глубоководная впадина имеет северо-восточное простираие. Протяженность ее 800 км, а ширина 300 км на западе и менее 50 км – на северо-востоке. Поверхность фундамента во впадине погружена на глубину от 4 до 7 км. Системой горстовых поднятий северо-западной ориентировки она разделена на две впадины меньшего ранга. Западная, наиболее широкая, структура характеризуется северо-западным (сахалинским) простираием. В пределах восточной структуры простираие геологических структур меняется с северо-западного (сахалинского) на северо-восточное (курильское). Фундамент Курильской глубоководной впадины расчленен различно ориентированными разломами со значительной амплитудой вертикальных перемещений. Выступы рельефа фундамента впадины сnivelированы толщей глинистых и терригенных отложений 2–4 км мощностью (предположительно олигоценового–четвертичного возраста). По данным драгирования, юго-восточный борт впадины сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами и гранитоидами доверхнемелового возраста, а присахалинский борт – юрскими–раннемеловыми, позднемеловыми и кайнозойскими метаморфизованными и дислоцированными в различной степени вулканогенно-осадочными и магматическими окраинно-морскими, островодужными и океаническими образованиями. Атласовский и Голыгинский грабены принадлежат крупной рифтовой структуре, превратившейся в процессе задугового спрединга в Курильскую глубоководную впадину.

Задуговые рифтовые системы и вулканоплутонические пояса, сформировавшиеся в палеоценовое–четвертичное время, располагаются на акватории северной части Японского и Охотского морей, Татарского пролива и территории Сахалина. Установлены следующие задуговые рифтовые системы: Северо-Япономорская (Западно-Сахалинская), Центрально-Сахалинская, Восточно-Сахалинская, Макаровская, Дерюгинская (Ионская), Восточно-Дерюгинская (Кашеваровская), Тинровская, Северо-Охотская, Западно-Камчатская. С ними ассоциированы следующие вулканоплутонические пояса: Западно-Сахалинский, Тымь-Поронайский, Оленереченский, Лиманский, Западно-Шмидтовский, Океанологии, Академии Наук. Проявления вулканизма зафиксированы в Тымь-Поронайской, Дерюгинской, Тинровской впадинах, Голыгинском и Атласовском прогибах.

Кайнозойская активная окраина Охотоморского сектора Пацифики продолжает свое геологическое развитие. Она характеризуется мощной астеносферой, аномальным строением земной коры и верхней мантии, проявлением активных деструктивно-преобразовательных, седиментационных и магматических процессов. Главные особенности этой активной окраины, по нашему мнению, обусловлены практически непрерывным, начиная с раннемелового времени, конвергентным взаимодействием плит, сопровождавшимся последовательной миграцией субдукционных сейсмоактивных зон в направлении от Азиатского континента к Тихому океану. Начальный этап ее развития сходен с тафрогенным этапом развития подвижных областей. Главные отличия заключаются в проявлении здесь лавинной седиментации и более разнообразного по составу сопутствующего магматизма.

А.Ф.Грачев¹

Трещиноватость платформенных областей (на примере Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ)

Поразительно, как похоже развивались представления о происхождении платформенной трещиноватости в России и США. Более чем столетнее изучение трещин и там, и тут не привело к решению проблемы образования трещин в горизонтально залегающих осадочных породах [1].

История изучения трещиноватости Восточно-Европейской платформы имеет длительную историю, в процессе которой разными исследователями на одном и том же фактическом материале высказывались диаметрально противоположные точки зрения. Основные разногласия в интерпретации трещиноватости, возникшие еще в начале века, традиционно продолжались и в последующие годы в работах П.Е.Оффмана, А.С.Новиковой, Н.Е.Пермякова [2– 4] и сводились главным образом к оценке роли тектонического фактора в образовании трещин в горизонтально залегающем чехле осадочных образований платформы. После работ Н.С.Шатского и С.С.Шульца возникло представление о планетарном происхождении трещин, и на том же фактическом материале (т.е. замерах трещин на тех же объектах) стали повсеместно выделяться четыре системы трещин [5, 6]. Таким образом, изучение природы ориентировки трещин подменилось констатацией факта без попытки его объяснения.

Близкое развитие представлений о происхождении платформенной трещиноватости характерно и для истории изучения Северо-Амери-

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

канской платформы. Хотя одно из первых и важных наблюдений принадлежит К.Джилберту [7], который на примере трещиноватости послеледниковых отложений Бол. Соленого озера установил их литогенетическое происхождение, в дальнейшем подавляющее большинство геологов связывали образование трещин в осадочном чехле с влиянием тектонических процессов. Наиболее интересными являются наблюдения и выводы Р.Ходжсона и Дж.Паркера [8, 9]. Оба автора, обращают внимание на независимость образования трещин от складок и разрывов в осадочном чехле. В работе Р.Ходжсона подчеркивается, что трещиноватость образуется «очень рано» и связана со слоеобразованием; отсюда следует искать причину ориентировки трещин (которая, однако, не рассматривается). И, наконец, направления трещин в изученных породах пенсильвания и юры не меняются.

Особое место занимают работы Т.Энгельдера [10, 11], в которых платформенная трещиноватость рассматривается как неотектоническая. Образование этих трещин связывается с разгрузкой в результате размыва. В отличие от всех предшественников, сторонники неотектонической природы платформенной трещиноватости считают, что трещины возникли после образования самих пород.

Наиболее удивительным во всех перечисленных выше работах (как российских, так и американских) является отношение к фактическому материалу, т.е. практически без применения каких-либо строгих методов обработки данных делаются выводы как о числе систем трещин, так и об их ориентировке.

Таким образом, на сегодня, как и 150 лет тому назад, нерешенными остаются две самые главные проблемы трещиноватости осадочных горных пород платформенных областей: их образование и причина закономерной ориентировки [1]. Два важных обстоятельства оказали влияние на появление существующих противоречий: 1) отсутствие методики выделения систем трещин [12] и 2) недоучет влияния наведенной (вызванной взрывами) трещиноватости, поскольку на платформах в большинстве случаев наблюдения проводятся в карьерах, разрабатываемых с использованием взрывчатых материалов.

В 1967 г. на обширном материале по трещиноватости осадочных горных пород Восточно-Европейской и Сибирской платформ был сделан вывод, что «...существование двух систем трещин является общим свойством осадочных пород платформенных областей, имеющих горизонтальное или почти горизонтальное залегание» [13, с. 120]. В дальнейшем было показано, что в геологическом разрезе всего фанерозойского осадочного чехла Восточно-Европейской платформы две системы трещин сохраняют устойчивость своей ориентировки в пространстве (таблица). Более того, при изучении ориентировки трещин в горизонтально залегающих потоках базальтов выяснилось, что и в этом случае трещины оказываются закономерно ориентированными в пространстве, но так, что они повторяют рисунок трещин в субстрате, на который ла-

вы изливались [14]. Многочисленные наблюдения и экспериментальные исследования позволяют прийти к выводу о существовании единого механизма, который обеспечивает унаследованное развитие основных направлений трещин как для осадочных, так и для эффузивных пород фации лавовых потоков.

Наиболее корректное и физически предельно ясное объяснение для эффузивных пород заключается в роли подложки (или изложницы) в ориентации термоупругих напряжений при солидификации расплава на поверхности. Распределение изотерм при охлаждении расплава повторяет контуры изложницы или границ потока, определяемые анизотропией субстрата (подложки).

В случае осадочных горных пород литификация осадка происходит под влиянием неоднородностей на границе нижележащей породы (подложки) и осадка. Зарождение трещин начинается в процессе диагенеза (превращения осадка в породу) в подошве вновь образующегося слоя вследствие движения порового флюида вверх ортогонально границе субстрата и подложки. Азимутальная анизотропия движения порового флюида предопределяется анизотропией субстрата – так происходит заложение протяженных магистральных трещин (master cracks), которые обеспечивают ориентировку развивающихся позднее трещин второго порядка. Описанный механизм унаследованного развития трещин позволяет объяснить, почему мы наблюдаем постоянство направлений трещин в породах различного возраста. При последующих деформациях за счет развития локальных структурных форм или первичные (литогенетические) трещины меняют свои элементы залегания (для диагональных по отношению к простиранию трещин складок), или развиваются сопряженные трещины скалывания, создающие собственно тектоническую трещиноватость.

Системы трещин в породах осадочного чехла Восточно-Европейской платформы по: [14], с изменениями (N = 60 000)

Возраст пород	Системы трещин и их вес (в %)	
	I	II
Кембрийский	319 ⁰ (48%)	49 ⁰ (52%)
Ордовикский	312 ⁰ (40%)	48 ⁰ (60%)
Силурийский	327 ⁰ (58%)	47 ⁰ (42%)
Девонский	319 ⁰ (78%)	48 ⁰ (22%)
Каменноугольный	321 ⁰ (57%)	43 ⁰ (43%)
Пермский	319 ⁰ (62%)	59 ⁰ (38%)
Меловой	329 ⁰ (63%)	47 ⁰ (37%)
Четвертичный	324 ⁰ (51%)	42 ⁰ (49%)

Литература

1. Pollard D.D., Aydin A. Progress in understanding jointing over the past century // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. V.100. P. 1181–1204.
2. Оффман П.Е. Основные черты структуры Среднего Тимана // *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.* 1945. Т. 20. № 5–6.
3. Новикова А.С. О трещиноватости осадочных отложений восточной части Русской платформы // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1951. № 5. С. 68–85.
4. Пермяков Е.Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. М.: Изд. МОИП. 1949. 215 с.
5. Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР. 1964. С. 195–573.
6. Шульц С.С. Об изучении планетарной трещиноватости // *Деформации пород и тектоника.* М.: Наука. 1964. Т.2. С. 147–153.
7. Gilbert K.G. Post-glacial joints // *Am. J. Sci.* 1883. V.123. P. 25–27.
8. Hodgson R.A. Regional study of jointing in Comb Ridge-Navajo mountain area, Arizona and Utah // *Am. Assoc. Petrol. Geol.* 1961. V. 45, № 1. P. 1–38.
9. Parker J.M. III. Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1942. V.53, № 3. P.381–408.
10. Engelder T. Is there a genetic relationship between selected regional joints and contemporary stress within the lithosphere of North America? // *Tectonics.* 1982. V. 1. P. 161–117.
11. Hancock P.L., Engelder T. Neotectonic joints // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. Vol.101. №10. P.1197–1208.
12. Грачев А.Ф., Морозов И.Б. О выделении систем трещин // *Физика Земли.* 1993. № 8. С. 28–33.
13. Грачев А.Ф., Федоров И.П. Трещиноватость северо-восточной части Суханского прогиба // *Вестн. ЛГУ. Геология и география.* 1967. № 12. С. 117–122.
14. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.

А.Л.Грохольский, Т.В.Газина¹

Экспериментальное исследование зарождения и продвижения рифтовой трещины в океанической литосфере и формирование ее морфоструктурных элементов

Морфологическая выраженность, морфометрические характеристики, а также глубинное строение, термический режим и механическая прочность литосферы рифтовых зон зависят от скорости спрединга. При образовании и эволюции различных структур важным фактором является механическое разрушение хрупких слоев литосферы в процессе формирования рифтовой трещины.

Для исследования особенностей формирования и развития структур в пределах рифтовых зон были проведены эксперименты по моделированию трещин растяжения.

Опыты были выполнены с учетом критериев подобия на материалах, представляющих собой системы, состоящие из жидких и твердых углеводородов, которые при определенных значениях температуры и скорости деформации разрушаются как хрупкое тело [1].

¹ Музей земледения. Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия.

Было проведено более 170 опытов по исследованию разрушения модельной океанической литосферы при ее растяжении и формировании рифтовой трещины. В опытах менялись такие параметры, как скорость V и направление растяжения, толщина H и ширина D деформируемого слоя, наличие ослабленных зон.

Моделирование показало, что разрушение океанической литосферы и формирование рифтовой зоны происходят по механизму бегущей трещины. Дальнейшее моделирование ортогонального и наклонного спрединга приводило к формированию разнообразных морфотектонических структур – перекрытых или не перекрытых систем трещин. В большей степени тип образующихся структур зависит от толщины слоя и ширины зоны локализации деформаций. Так, при небольшой толщине и довольно узкой зоне, в которой развивается деформация, образующиеся трещины формируют, в основном, мелкие смещения с шириной $w < 1/2 H$ модельной плиты. На такой размер перекрытий накладывает ограничение ширина линейной ослабленной зоны. При увеличении ее ширины при тех же значениях толщины слоя образуются мелкие перекрытия с большей шириной. Результат также не менялся при увеличении толщины растягиваемого слоя. В целом, можно отметить, что большинство мелких смещений в модели имело ширину перекрытых осей ($w < 2$ км) меньшую, чем толщина модельной плиты. Такое соотношение характерно для быстроспрединговых хребтов, где минимальные глубины залегания кровли осевой магматической камеры колеблются от 1,5 до 3 км.

Картина мелких перекрытий в опытах получалась сразу, а крупных – только при продвижении трещин навстречу друг другу. Крупные перекрытия образовывались в опытах, в которых ширина зоны деформаций была увеличена до 5–6 см. Это свидетельствует о том, что мелкие и крупные перекрытия различаются строением, механизмом образования и развития [2]. В опытах принадлежность перекрытий к классу крупных определялась по их образованию за счет продвижения трещин, по ширине образованного смещения, по отклонению трещин друг от друга прежде, чем сблизиться в области перекрытия, а также по отношению ширины перекрытия к его длине. При достаточно тонкой плите, при различных скоростях растяжения в экспериментах образовались крупные перекрытия с характерной эллипсоидальной формой в плане и соотношением ширины и длины, равным 1:3. Они характерны для быстроспрединговых хребтов, как Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), но встречаются и на медленноспрединговых хребтах с аномально проретой и, следовательно, утоненной литосферой, как, например, на хребте Кольбенсей в Северной Атлантике. В то же время, при толстой модельной плите и медленной скорости растяжения в опытах получались перекрытия с отношением ширины к длине больше чем 1:5. Такой тип перекрытий характерен для хребтов с медленным раздвижением, как, например, Срединно-Атлантический хребет (САХ).

Важным моментом в проведенных экспериментах является образование линейных зон мелкой трещиноватости, предшествующих образованию трещин. Микротрещины, составляющие эту зону, нарушают модельную плиту только сверху в отличие от образующихся смещенных трещин, секущих плиту от поверхности до подошвы.

Моделирование косого спрединга показало, что при угле наклона 8° и при достаточно толстой модельной плите трещины на уровне сегментов мелких и крупных перекрытий стремятся заложиться наклонно, но под меньшим углом. При этом микротрещины могут закладываться как ортогонально к оси растяжения, так и наклонно. Вероятно, что стремление трещин развиваться косо к оси растяжения является следствием воздействия наклонной зоны локализации деформаций. При наклоне в 15° трещины на всех масштабных уровнях стремятся заложиться нормально к оси растяжения. Возможно, поэтому при наклоне в 15° ярко выражена эшелонированность закладывающихся трещин различных рангов. А угол наклона в 8° - 10° , вероятно, является той границей, после которой существенную роль в разрушении плиты приобретают сдвиговые деформации.

Наклонный спрединг, как правило, характерен для медленно раздвигающихся хребтов. Для таких хребтов характерны эшелоны неперекрываемых осевых трещин, как например, участок между трансформными разломами Атлантис и Кейн на САХ или участок между 15° и 25° в.д. на Юго-Западном Индийском хребте. Они образуют нетрансформные смещения тех же порядков, что и мелкие и крупные перекрытия на быстро раздвигающихся хребтах. Иногда на медленноспрединговых хребтах отмечаются эшелоны S-образных трещин, разделенных нетрансформными смещениями, как на хребте Рейкьянес, где, с одной стороны, наблюдается эшелонированность трещин (вследствие косого спрединга), а с другой – их S-образность, что, вероятно, является следствием более пластического разрушения литосферы из-за аномального прогрева данного участка, близко расположенного к Исландской горячей области.

Если сравнивать ортогональный и косой спрединги, можно отметить, что в обоих случаях пропагейтинг имеет общие закономерности. Вначале, вдоль простираения рифтовой зоны, образуются линейные зоны микротрещиноватости, независимые друг от друга, которые нарушают сплошность литосферы с поверхности. Они закладываются в соответствии с генеральным направлением рифтовой зоны. Вслед за пропагейтингом микротрещин начинается пропагейтинг макротрещин, вспарывающих литосферу на всю ее глубину. В пределах зон микротрещиноватости они образуют мелкие смещенные трещины или перекрытия с шириной, значительно меньшей толщины деформируемого слоя. Эти трещины очень быстро соединяются между собой, образуя отклонения от осевой линейности (т.е. искривления оси). На фоне заложения макротрещин зоны микротрещиноватости продолжают продвигаться, а макротрещины следуют за ними. Двигаясь навстречу друг другу, такие зоны

могут сформировать мелкие, крупные или очень крупные смещения осевых трещин или их перекрытия.

В дальнейшем процесс пропагейтинга как для быстрых, так и для медленных хребтов связан с эволюцией крупных нетрансформных смещений. Известно, что они мигрируют вдоль дивергентной границы плит и направление их движения может со временем меняться. В то же время, в процессе своего развития они могут превратиться в структуры более мелких или крупных порядков (мелкие нетрансформные смещения, трансформные разломы и т.д.).

Проведенное моделирование показало, что в процессе разрушения хрупкого слоя океанической литосферы при растяжении образуются рифтовые зоны по механизму бегущей трещины. В процессе ее пропагейтинга образуются все виды структур, характерных для развитой осевой рифтовой зоны: изгибы оси, эшелоны смещений, мелкие и крупные перекрытия и т.д. Характер образования и развития этих структур зависит от толщины литосферы на оси рифта, ширины зоны ее прогрева, направления спрединга. При небольшой ширине зоны прогрева, локализованной вследствие наличия осевой магматической камеры, формируется относительно прямолинейная рифтовая трещина, разбитая на сегменты, составляющие мелкие смещения с небольшим перекрытием или без него. При широкой зоне прогрева, обусловленной поднятием астеносферного клина, смещения рифтовых трещин становятся более выраженными.

Закономерности образования и развития трещин при ортогональном и наклонном спрединге в целом схожи. Различия состоят в следующем. При ортогональном растяжении трещины на всех масштабных уровнях закладываются нормально к направлению растяжения. При косом спрединге возможны различные варианты заложения трещин как под некоторым углом, так и перпендикулярно к направлению растяжения. Их ориентация в значительной мере зависит от наклона осевой рифтовой зоны относительно направления растяжения.

Таким образом, процесс пропагейтинга одновременно идет на разных масштабных уровнях, в разных направлениях, при ортогональном или наклонном спрединге и при разных его скоростях. Скорость спрединга определяет глубинное строение, морфологические, морфометрические особенности образующихся вследствие пропагейтинга структур разных порядков и их эволюцию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64399) и ФЦП "Интерграция", рег. № А0070.

Литература

1. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С.10–19.
Shemenda A.I., Grokholsky A.L. A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modelling) // Tectonophysics. 1991. V.199. P.389–404.

Поиск корреляций между электромагнитным полем Земли крайненизкочастотного диапазона и периодическими гравитационными полями астрофизического происхождения

В теоретическом и экспериментальном плане постановки проблемы о косвенном обнаружении периодических сигналов гравитационно-волновых источников астрофизического происхождения по индуцированным ими электромагнитным полям в резонаторе Земля–ионосфера является чрезвычайно актуальной в современной науке о Земле.

Основа теории взаимодействия квазистатических электромагнитных полей с гравитационным излучением была заложена в работах Д.Бокалетти, В.Л.Гинзбурга, Я.Б.Зельдовича. Было показано, что периодическое гравитационное излучение приводит к формированию переменного электромагнитного поля, изменяющегося с частотой гравитационного излучения.

Эти пионерские работы стимулировали исследования многих ученых как в нашей стране, так и за рубежом; в частности, в работе А.Б.Балакина развивается подход, основанный на многопараметрической модуляции электромагнитных волн полем периодического гравитационного излучения вблизи ГВ источника. В работе развита идея индуцированного нелинейного самодействия электромагнитного поля в окрестности источника ГИ. Этот эффект должен приводить к образованию аддитивной добавки в электромагнитный потенциал. Экспериментальные исследования в этом направлении в нашей стране и в мире отсутствуют, так как теоретически предсказанный коэффициент трансформации весьма мал.

Вследствие теоретически предсказанной малой интенсивности гравитационно-волнового излучения для решения фундаментальной задачи современной физики – обнаружения гравитационных волн – было бы полезно подключить все известные методы как непосредственной регистрации гравитационно-волнового излучения астрофизических объектов, так и предлагаемые хорошо изученные электромагнитные явления, и искать не просто отклик отдельных подсистем на воздействие гравитационно-волнового поля, а корреляцию в сигналах различной природы.

Нами предлагается модель механизма непосредственного воздействия ГВ на эластодинамическую подсистему Земли (земная кора) с возбуждением в ней резонансных КНЧ механических колебаний с последующей передачей воздействия на естественное электромагнитное поле Земли.

¹ Владимирский государственный университет (ВлГУ), Владимир, Россия.

Воздействие гравитационных волн на материальные объекты наиболее эффективно в тех случаях, когда эти объекты представляют собой многоуровневые иерархические системы, все энергоинформационные каналы которой открыты для восприятия поля ГВ.

Примером такой иерархической системы, без сомнения, является Земля, в структуре которой можно выделить и гидродинамическую подсистему (магма), и эластодинамическую (земная кора), и газодинамическую (атмосфера), и плазменную (ионосфера), и электродинамическую подсистемы (геомагнитное поле и естественное электрическое).

Измерительный комплекс, предназначенный для регистрации вариаций электрической составляющей естественного поля Земли (ЭМПЗ) в крайненизкочастотном диапазоне, расположен на экспериментальном полигоне кафедры общей и прикладной физики ВлГУ, находящемся в 40 км от г. Владимира. Комплекс состоит из измерительных каналов, располагающихся на антенном поле полигона (антенные устройства и входные усилители), устройства преобразования (АЦП), обработки и регистрации информации (ЭВМ) – в пункте управления (ЦПУ).

С помощью метода оптимальной фильтрации сигнала известной частоты и неизвестной фазы корреляционным квадратурным обнаружителем были получены амплитудно-частотные спектры по каждому приемному каналу, а также по результату сложения и перемножения по всем приемным каналам по регистрациям 1997, 1998 и 1999 гг.

Проанализирован характер спектра вблизи частот излучения двойных пульсаров за 1997 г. (24 суток), 1998 г. (45 суток) и 1999 г. (90 суток).

Выделение спектральной частоты, соответствующей суточному вращению Земли, позволит использовать этот естественный сигнал в частотном спектре для поиска нелинейных параметрических взаимодействий с частотами двойных систем, так как при наличии в спектрах частот, соответствующих гравитационно-волновым источникам, данный периодический процесс должен выявить суточную модуляцию со специфической амплитудой, которая диктуется периодическим изменением взаимного расположения магнитных силовых линий и направления на каждый наблюдаемый источник.

Конечно, на фоне глобальных геодинамических и приливных явлений задача выделения частот, связанных с гравитационно-волновым излучением двойных звездных систем, потребовала использования дополнительных методов статистических оценок.

В нашем случае мы ограничились максимально простой статистикой, не обращая особого внимания на ее эффективность. В качестве такой статистики, которая ставит в соответствие наблюдаемому спектру некоторое число, которое далее сравнивается с порогом, мы рассматривали среднюю величину нормированного амплитудного спектра, вычисляемую на наборе частот, характеризующих обнаруживаемый феномен. Для оценивания величины ложной тревоги мы оценивали вероятность

превышения статистики на наборе, соответствующем обнаруживаемому феномену, с величинами таких же статистик, но вычисляемых на случайных наборах частот того же объема. Вероятность превышения «случайной» статистикой величины статистики для обнаруживаемого феномена и рассматривалась нами как вероятность ложной тревоги.

Вероятность ложной тревоги для группы частот, соответствующих гравитационным частотам КНЧ двойных пульсаров, по реализациям 1997 г. составила 7%, по реализациям 1998 г. – 6 %. и по реализациям 1999 г. 0,1%.

Вероятность ложной тревоги для группы частот, кратных частоте суточного вращения Земли, по реализациям составила 0,01%.

Подобные исследования стали возможными благодаря наличию уникального экспериментального физического полигона ВлГУ, а так же финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64346).

Е.В.Деев, С.В.Зиновьев¹

Структурные ярусы домеловых комплексов чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье

С домеловыми комплексами чехла в междуречье Надыма и Таза связан ряд ключевых вопросов тектоники и истории развития северных районов Западно-Сибирской плиты (ЗСП), а именно: положение подошвы осадочного чехла, возраст его нижних горизонтов и т.д. Одним из важных аспектов изучения тектонического строения платформ является расчленение их чехлов на структурно-формационные подразделения: комплексы, этажи, ярусы и т.д. [1]. Разделение чехлов некоторых молодых платформ на структурные подразделения проводилось на основе существующих крупных региональных перерывов, угловых несогласий, несоответствия структурных планов по различным горизонтам чехла и формационных различий отложений. Но для чехла ЗСП такое разбиение было скорее исключением, чем общим правилом. Долгое время расчленение верхнего этажа ЗСП на структурные ярусы не проводилось в связи с доминирующими представлениями об унаследованном развитии его структуры. Тем не менее, работы Р.Г.Гарецкого, М.Я.Рудкевича, Л.Ш.Гиршгорна, В.Г.Кабалыка, В.С.Соседкова и других исследователей показали принципиальную возможность проведения такой процедуры.

Залегание домеловых комплексов чехла ЗСП в пределах Надым-Тазовского междуречья на значительных глубинах (от 3,5 до 12 тыс. м и более) предопределило их достаточно низкую по сравнению с вышележащими отложениями изученность бурением. Поэтому, очень важную и

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

во многом определяющую информацию о строении нижних горизонтов чехла несут данные геофизических исследований, среди которых основное место занимает сейсмопрофилирование МОГТ.

Методика выделения структурных ярусов в домеловых комплексах чехла ЗСП в междуречье рек Надыма и Таза сводится к трем процедурам: 1) расчленение временных разрезов на сейсмические комплексы – построение сейсмоструктурной модели; 2) геологическая интерпретация полученной сейсмоструктурной модели, на основе сопоставления выделенных сейсмокомплексов с литолого-стратиграфическим разрезом, в результате чего формируется сейсмогеологическая модель; 3) тектоническая интерпретация полученных результатов, включающая выбор руководящих критериев выделения структурно-формационных единиц чехла, построение их классификации и, в конечном итоге, создание модели современной структуры изучаемого объекта.

Тектоническая интерпретация сейсмоструктурной и сейсмогеологической моделей показала следующее. По стилю пликативных деформаций в составе чехла ЗСП отчетливо обособляется его нижняя часть, соответствующая интервалу сейсмической записи между отражающими горизонтами А-1в. Эта специфика позволяет рассматривать ее в качестве нижнего структурного яруса чехла. В Надым-Тазовском междуречье ярус не имеет сплошного распространения и развит только в северных районах. Пликативные дислокации, присущие ярусу, представляют собой систему сопряженных высокоамплитудных «горстовидных» поднятий и «грабенообразных» прогибов, вытянутых в север-северо-восточном направлении [3]. Абсолютные перепады отметок подошвы чехла между вершинными поверхностями и днищами смежных структур достигают 3–5 тыс.м. Большинство структур имеет ступенчатое строение, с перепадами абсолютных отметок подошвы чехла в зонах поперечных нарушений до 1–3 тыс. м. Зоны больших высотных перепадов на границах структур и высокоамплитудные поперечные осложнения указывают на большую роль дизъюнктивов в процессе формирования структуры яруса.

Мощности яруса увеличиваются в север-северо-восточном направлении и достигают максимальных значений 6–8 тыс.м. Распределения мощностей подчеркивает пликативную структуру яруса. При этом проявляются резкие колебания мощностей от сводовых частей положительных структур к днищам прогибов, достигающие 3–5 тыс. м.

Отложения, входящие в состав яруса, датируются $PZ_3(?) - T_1$, хотя вопрос возрастной датировки остается открытым. Сейсмическая расчлененность яруса указывает на преобладание в его составе осадочных формаций, однако в его структуре присутствуют и тела магматогенных образований (красноселькупская серия). В то же время, сейсморазведочные материалы не дают представлений о форме этих тел, соотношении с окружающими породами, а также об их площадной распространенности в пределах яруса.

Перекрывающий структурный ярус включает в себя, в целом, конформно деформированные отложения чехла ЗСП среднетриасового и более молодого возраста. В составе яруса выделяются морские, континентально-морские и континентальные, преимущественно терригенные образования. Однако характер заполнения бассейна седиментации во время формирования яруса не оставался постоянным, о чем свидетельствует изменение внутренней (слоистой) структуры яруса. Критерий «внутренней слоистой структуры» позволяет провести дальнейшее расчленение яруса на подъярусы. Среди домелового интервала чехла наиболее четко выражен контраст в характере «наслоения» между среднетриас-верхнеюрскими и волжско-неокомскими отложениями. Слоистая структура первых подчеркивается на сейсмических разрезах серий выдержанных субпараллельных отражений в интервале Iв-Б, вторых – наклонными отражениями сейсмокомплекса Б-М. Таким образом, домеловые комплексы чехла в составе яруса участвуют в строении среднетриас-верхнеюрского и волжско-неокомского структурных подъярусов. Но так как верхнеюрские отложения слагают лишь небольшую часть волжско-неокомского подъяруса на востоке исследуемой территории, речь пойдет только о среднетриас-верхнеюрском подъярусе.

О характере дислоцированности подъяруса позволяет судить ряд структурных карт, составленных по регионально выдержанным сейсмическим горизонтам. Среди них наиболее часто для выделения разнопорядковых пликативных дислокаций используются карты рельефа отражающего горизонта Б, который условно сопоставляется с его кровлей. Морфотектонический анализ рельефа этой поверхности [2] позволил выделить в Надым-Тазовском междуречье шесть характерных районов (Надымский, Таркосалинский, Пурский, Русско-Часельский, Толькинский и Большехетский), которые отражают наиболее крупные черты блоковой структуры яруса. Она проявлена в сочетании квазиоднородных блоков и разделяющих их поясовых систем блоков. К первым относятся Надымский и Толькинский районы. В их пределах структура отложений осложнена преимущественно незакономерно расположенными малоамплитудными поднятиями и впадинами, флексуриобразными низкоградиентными зонами.

Для Таркосалинского, Русско-Часельского и Большехетского районов характерны более контрастные соотношения пликативных форм и их эшелонированно-поясовое распределение. Так, в Таркосалинском районе вершинные поверхности валов и днища прогибов разделены склоновыми зонами с большими амплитудами перепада отметок (от 400–500 до 1200 м). В центральной части Русско-Часельского района выделяются сопряженные морфоструктуры, высотные перепады между которыми превышают 600 м. Дискордантно к субмеридионально ориентированным пликативным формам Таркосалинского и Русско-Часельского районов расположены морфоструктуры Большехетского района субширотной ориентировки. Для района характерны большие

перепады абсолютных отметок кровли юрских отложений в пределах одного склона, максимальные значения которых достигают на Мессояхском мегавалу, где они составляют около 2 тыс. м.

Пликативные формы Большехетского района в ряде случаев являются «дискордантными» и по отношению к морфоструктурам нижнего структурного яруса чехла. Это проявляется в смене общей ориентировки структур, их морфологических характеристик, наличию в верхнепалеозойско-нижнетриасовых отложениях «погребенных», а в вышележащих – «навешанных» форм.

Высокие амплитудно-градиентные склоновые характеристики большинства пликативных форм Русско-Часельского, Таркосалинского и Большехетского районов вероятнее всего указывают на дизъюнктивную природу их ограничений.

Кроме вышеперечисленных, обособляется еще один район – Пурский. Он представляет собой наклонный, субмеридионально ориентированный желоб (средняя ширина 60 км, длина более 400 км). Его формирование связано с последовательным заполнением системы прогибов, которая в литературе именуется как Уренгойский (Пурский, Уренгойско-Колтогорский) желоб, грабен, грабен-рифт и т.д. В пределах района структура подъяруса осложнена изометричными и слабоудлиненными малоамплитудными (до 100 м) поднятиями и мульдами, которые здесь незакономерно распределены.

Мощности подъяруса в пределах междуречья колеблются от 500 до 4500 м, сохраняя тенденцию увеличения в северном направлении, а их распределение, в целом, подчеркивает блоковую структуру отложений.

В формационном отношении подъярус представлен набором терригенных формаций. В основании разреза залегает толща песчано-алевролит-аргиллитового состава (тампейская серия) средне-верхнетриасового возраста. Выше обособляются ниже-среднеюрские прибрежно-морская и прибрежно-континентальная песчано-алевролитоглинистые субугленосные формации, верхнеюрские глубоководно-морская глинистая, мелководно-морская алеврито-глинистая, мелководно- и прибрежно-морская песчано-глинистая. Венчает разрез глубоководно-морская формация битуминозных глин ($J_3 v-K_1 b_1$) [4].

Расчленение домеловых комплексов чехла ЗСП на крупные структурно-формационные подразделения (ярусы и подъярусы) может быть использовано для восстановления стадийности формирования нижних горизонтов чехла, а также может служить основой региональных поисков углеводородного сырья.

Литература

1. Гарецкий Р.Г. Основные проблемы изучения тектоники платформ // Геотектоника. 1991. № 5. С.3–14.
2. Деев Е.В., Зиновьев С.В. Морфотектоника кровли нижнего структурного яруса чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье // Геология нефти и газа. 1999. № 7/8. С.2–9.

Магматизм и тектоника Алтайской активной окраины Сибирского континента

Рассматриваемый регион охватывает территорию Монгольского, Китайского и южную часть Российского Алтая. Здесь в герцинскую эпоху активно проявились среднепалеозойские вулканоплутонические ассоциации при субдукции океанической плиты Монголо-Зайсанского палеоокеана вдоль Булгано-Иртышской сутуры (БИС) под Сибирский континент (СК). При этом была сформирована Алтайская активная окраина Сибирского континента (ААОСК), в которой латеральный ряд палеоструктур наращается в восточном направлении: плутонический (Исхаснуро-Даяннурский – ИДПП), вулканоплутонический (Дургэнну-ро-Ачитнурский – ДАВПП) и тыловой рифтовый (Харауснуро-Убсу-нурский – ХУТРП) пояса. На основе многочисленных петрохимических исследований вулканоплутонических ассоциаций в ААОСК установлены их разновозрастные латеральные серии с повышением щелочности с запада на восток от нормальной в ИДПП до преимущественно субщелочной в ДАВПП и щелочной в ХУТРП.

С учетом латеральных рядов вулканоплутонических ассоциаций в таблице показаны магматические комплексы, возраст пород, их состав, формационная принадлежность и связь с ними эндогенного оруденения. По многочисленным гранитоидам этого региона нами [2] получены данные радиологического возраста, определенные Е.Н.Бартницким (Институт геохимии и физики минералов НАН Украины) Pb-Pb (по циркону) и Pb-Sr методами. Используются данные радиологического возраста и других исследователей [1, 3].

В связи с коллизией герцинской океанической плиты под юго-западную окраину СК и развитием мантийного диапиризма, здесь активно проявился режим внутриконтинентального орогенеза с формированием Алтае-Монгольского мегасвода (АММ), рифтогенных прогибов (РП), очагово-купольных структур (ОКС), межкупольных прогибов (МП) и тыловых рифтовых структур (ТРС).

РП (Делюно-Юстыдский – ДЮРП и Яматугольский – ЯРП или по: [3] моносинклинали) образовались в условиях растяжения при воздействии теплового потока вдоль Кобдинского (КР) и Байримского (БР) разломов, сопряженных с БИС и перемещением ее крыльев с правой сдвиговой компонентой. О локальном растяжении КР и БР свидетельствует внедрение вдоль этих разломов небольших покровов и тел раннедевонских базальтов и пикритов.

¹ Ассоциация ГеоИГУ, Иркутск, Россия.

² Иркутский государственный университет (ИГУ), Иркутск, Россия.

**Магматизм и рудоносность Алтайской активной окраины
Сибирской платформы. Герцинский магматический цикл**

Магматические комплексы и их геоструктурная позиция	Радиологический возраст, млн. лет	Состав магматических комплексов	Магматические формации	Эндеогенное оруденение
Хяргянский (P ₁), ХУТП	-	Щелочные граниты, гарносениты, кварцевые сениты	Щелочная сенит-гранитовая	TR, Nb, Be, Sn
Яматунский (P ₁), ДАВПП	-	Граносениты, субщелочные граниты	Субщелочная сенит-гранитовая	-
Ирдертинский (P ₁), ИДПП	317 [4]	Гранит-порфиры, граниты	Гранитовая	-
Урюкунский (C _{2,3}), ДАВПП	287±10 [4], 311±10 [4]	Габбро, нориты, кварцевые монциты, щелочные габброиды, диориты	Габбро-монцит-диоритовая	-
Цаганольский (C _{2,3}), ИДПП	-	Габбро, диориты	Габбро-диоритовая	-
Хархириинский (C ₁), ДАВПП	365±5 [1], 345±10 [2]	Граниты, лейкограниты, аляскиты, адамеллиты, гранодиориты	Аляскит-лейкогранитовая	W, Be, Sns
Чигэртэйский (C ₁), ИДПП	365±10 [4], 365±10 [1]	Лектограниты	Лейкогранитовая	W, Mos
Цаганурский субвулканический (D _{2,3}), ДАВПП	-	Трахиродациты, трахириолиты, трахиадезиты, субщелочные граниты	Трахиадезит-трахириолитовая	-
Хухульский субвулканический (D _{2,3}), ИДПП	-	Дацииты, риодациты, андезиты, базальты, габбро-диориты	Базальт-андезит-риодацитовая	-
Халдзанбууртэгский (D _{1,2}), ХУТП	380±10 [1], 395±10 [1], 390±10 [1], 405±14 [3], 379±10 [3]	Экзириты, фергуситы, миссуриты, щелочные граниты, нордмаркиты, пантеллиты		Zr, Ta, Nb, TR
(D _{1,2}), ДАВПП	390±10 [1]	Субщелочные лейкограниты, граниты	Субщелочная лейкогранитовая	-
Толбонурский (D _{1,2}), ИДПП	397±5 [1], 386±16 [2], 372±17 [4]	Аплиты, граниты, гранит-порфиры, сениты, лейкограниты	Лейкогранитовая	-
Субвулканический (D _{1,2}), ИДПП		Трахиадезиты, трахиадезиты, мариуполиты, пантеллиты	Трахиадезит-трахиадезитовая с мариуполитами и пантеллитами	
Субвулканический (D _{1,2}), ДВПП	-	Трахиадезиты, трахиадезиты, трахириодациты	Трахиадезит-трахириолитовая	
Бастульский субвулканический (D _{1,2}), ИДПП		Риолиты, граниты, гранит-порфиры	Риолитовая	Pb, Zn
Алтайский (D ₁), ИДПП	386±10 [1], 415±10 [1]	Аплиты, гранит-порфиры, граниты, лейкограниты, гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты	Гранитовая	W
Судэтийский субвулканический (D ₁), ИДПП	-	Дацииты, андезиты, андезит-базальты	Андезит-риолитовая	-
Шибергольский субвулканический (D ₁), ДАВПП	-	Пикриты, базальты	Пикрит-базальтовая	-

ДЮРП (700 x 60 км) выполнен в основании красноцветной молассой (D_1) и андезит-риодацитово-й формацией (D_{1-2}), которая перекрывается эмско-франской (D_{2-3}) песчано-алевритовой формацией мощностью до 5000 м. Для этих пород характерна линейная складчатость северо-западного простирания. Она отличается от складчатых структур подстилающего чехла Алтайского микроконтинента [2, 5], в котором выявлены многочисленные чешуйчатые и покровные структуры со скибовой складчатостью [2].

ЯРП приурочен к БЗ. В основании его разреза на песчаниках ордовика несогласно залегает пикрит-базальтовая формация (D_1), а затем риолитовая (D_{1-2}) с конгломератами в основании. В юго-восточной части ЯРП разрез представлен красноцветной молассой с органическими остатками раннего девона, а его центральная часть, начиная с локховского века (D_1) и до живетского (D_2) включительно представлена мощной (до 5000 м) песчано-алевритовой формацией. ЯРП, по-видимому, продолжался в юго-восточном направлении и соединялся с океаническим бассейном, но затем в значительной мере был перекрыт аллохтоном венд-кембрийского и ордовикско-силурийского возраста.

ОКС (Алтайская, Булганская, Кобдинская, Хархиринская и др.) сложены гранитоидами. Их длина от первых десятков километров до 250 км, а ширина до 100 км. К периферии ОКС тяготеют МП девонского (Толбонурская, Бургусутайская, Шивергольская, Ойгуринская, Талнурская, Тувинская и др.) и карбонового (Хархиринская, Байримская, Хартарбагатская, Убсунурская и др.) возраста. ТРС (Баяннурская, Улан-Усская, Ичетуйская, Цецерлэгская, Шаргатынская и др.) распространены в пределах ХУТРП. МП и ТРС сложены вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями.

Латеральные серии вулканоплутонических ассоциаций в ААОСК проявились полнее в раннем девоне, раннем-среднем девоне, среднем-позднем карбоне и ранней перми, а РП, МП и ТРС развивались активнее в раннем и среднем карбоне.

Литература

1. Гаврилова С.П. Гранитоидные формации Западной Монголии. М.: Наука, 1975. С. 50–165.
2. Демин А.Н., Кичко А.И., Красинец С.С. О роли докембрийского этапа тектонических структур и эндогенного оруднения Западной Монголии // Тектоника и минеральные ресурсы докембрия Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. Иркутск, 1988. С. 146–147.
3. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 200 с.
4. Коваленко В.И., Горегляд А.В., Царева Г.М. Халдзан-Бурэгтэгский массив – новое проявление редкометальных гранитоидов в Монголии // ДАН СССР. 280, 4. С. 954–959.
5. Windley B. F., Guo Jing-hui, Li Ying-yi, Zhang Chi. Subdivisions and tectonic evolution of the Chinese Altai. Report 4: Geodynamic evolution of Paleasian ocean. Novosibirsk, 1993. P. 144–145.

Палеогеодинамические условия формирования рудовмещающей базальт-риолитовой серии Лениногорского района (Рудный Алтай)

Полиметаллические месторождения на Рудном Алтае приурочены в подавляющем большинстве к породам контрастной базальт-риолитовой формации и ассоциирующимся с ними осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Ведущая роль в накоплении эмс-среднедевонских вулканогенно-терригенных отложений принадлежала вулканической деятельности. Только в пределах современных границ Лениногорского рудного поля в ходе формирования (снизу вверх) лениногорской, крюковской, ильинской и сокольной свит отложилось около 150 км³ вулканического материала, из которых 100 км³ приходится на продукты эксплозивной деятельности, а 50 км³ – эффузивной. Общий объем терригенных пород не превышает 30 км³ [1]).

Развитие девонской палеоструктуры Рудного Алтая сопровождалось нарастанием глубоководности осадконакопления. О субаэральных условиях вулканизма в раннем девоне свидетельствует широкое распространение эксплозивных образований, красноцветность части вулканитов и ассоциирующихся с ними осадочных пород. Начиная с позднего эмса – раннего эйфеля отчетливо проявились субмаринные и морские условия, выразившиеся в зеленокаменном изменении вулканитов, значительным распространением алевролитов, часто известковистых и кремнистых, среди которых встречаются разновидности, содержащие радиолярии. Все это свидетельствует о расширении и углублении бассейна осадконакопления [1].

Кислые вулканиты (лениногорская свита) являются всегда более ранними и оторванными по времени от основных (ильинская свита). Вулканизм в промежуточное крюковское время проявлен слабо. Кислые вулканиты лениногорской свиты выполняют крупные вулканотектонические депрессии (Лениногорская грабен-синклиналь) и представлены в основном игнимбритами. Перекрывают их базальты, как толентовые, так и известково-щелочные (рис. 1,а). Кислые члены контрастной серии имеют субщелочной характер, в то время как основные – преимущественно щелочной (рис. 1,б).

В процессе эволюции магматизма устанавливается антидромная тенденция, которая является индикатором разрушения и деструкции континентальной коры [2].

В разрезе базальт-риолитовой серии происходит смена ранних калиевых вулканитов более поздними натриевыми, что сопровождается также сменой полиметаллических руд колчеданно-полиметаллическими и колчеданно-медно-цинковыми [1].

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

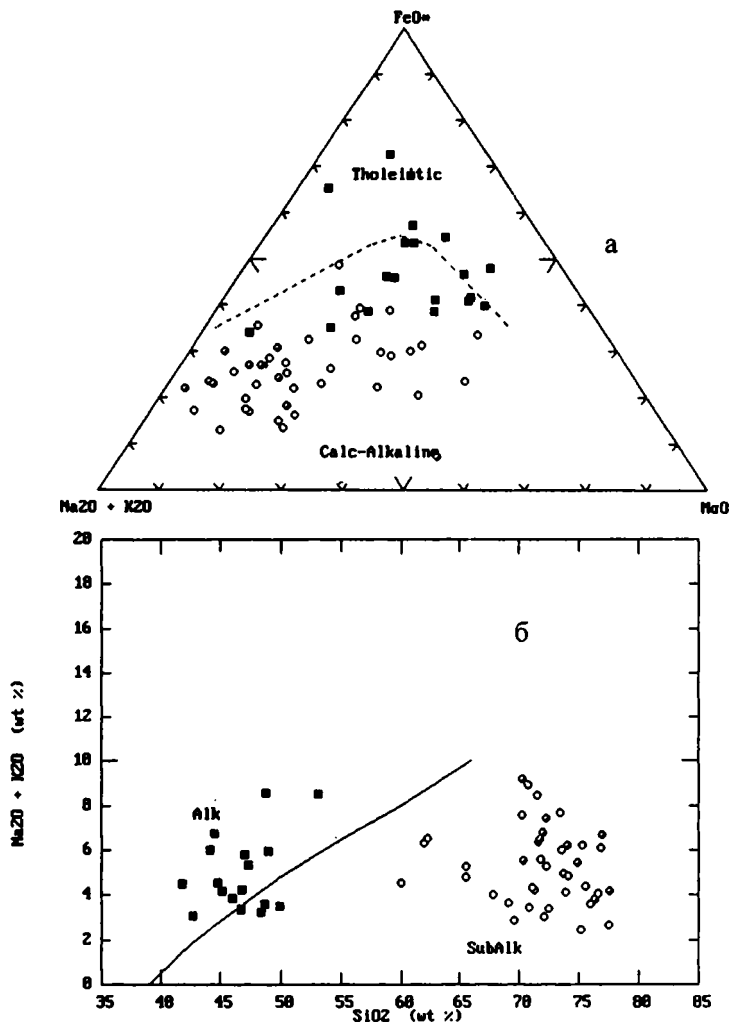


Рис. 1. Диаграмма AFM (а) и $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (б) для контрастной серии Лениногорского рудного поля

Квадратики – вулканиты ильинской свиты, не залитые кружки – вулканиты лениногорской свиты, наполовину залитые кружки – вулканиты крюковской свиты. Линии раздела толеитовой и известково-щелочной (а), субщелочной и щелочной (б) серий по [3]

В настоящее время считается, что вулканогенно-осадочный комплекс Рудного Алтая сформировался во фронтальной или тыловой части островодужной системы, существовавшей на континентальной коре. Однако в пределах островных энсиалических дуг, как правило, развиваются

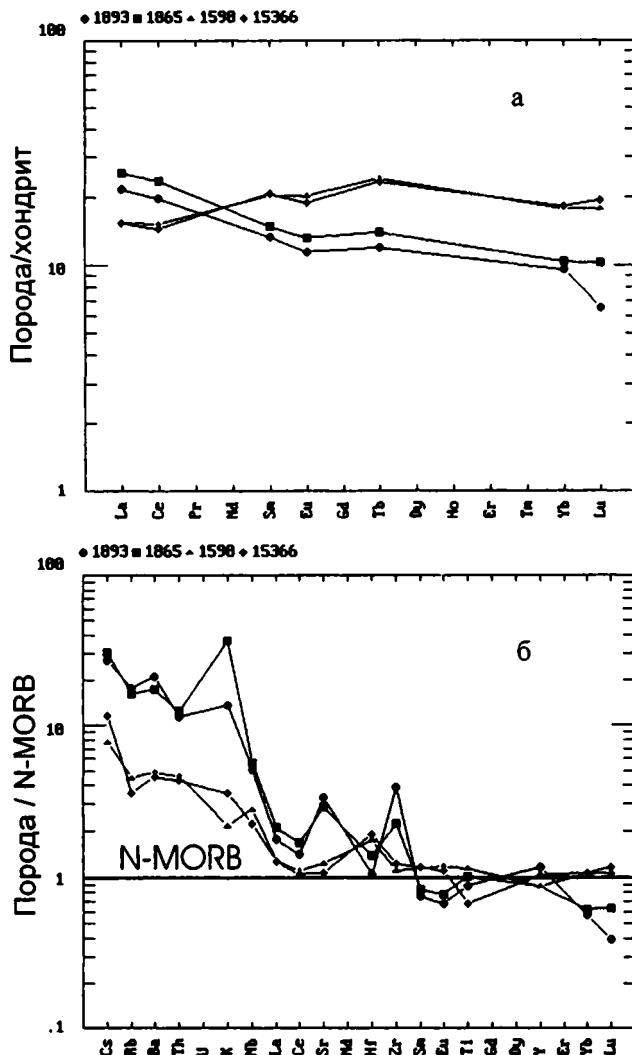


Рис. 2. Нормализованные по хондриту (а) и N-MORB (б) составы базальтов ильинской свиты

Образцы 1893, 1865 взяты из нижней части разреза, образцы 1598, 15366 – из верхней

дифференцированные базальт-андезит-риолитовые серии, и такая серия фаменского яруса слагает полосу на западе Рудного Алтая, но она и базальтовая серия нижнего карбона являются безрудными.

С целью уточнения геодинамической обстановки образования контрастной базальт-риолитовой серии нами были проанализированы образцы

наименее измененных базальтов из скважин юго-восточной части Лениногорского рудного поля.

Базальты нижней части разреза ильинской свиты относятся к известково-щелочному типу и характеризуются повышенными концентрациями K, Rb, Cs, Zr, Ba, Sr, Nb, Th, легких REE и пониженными – Al, Fe, Cr, Ni, Co, тяжелых REE по сравнению с базальтами верхней части разреза (рис.2, а,б). В целом, по содержанию элементов ВЗИ базальты ильинской свиты близки к базальтам N-MORB, но характеризуются повышенными содержаниями элементов КИР. Однако в процессе эволюции магматизма количество последних заметно уменьшается, в то время как содержания элементов ВЗИ практически не изменяются. По соотношению Zr-Nb-Y, Zr-Y, Th-Hf-Nb первая группа образцов, относящихся к известково-щелочным разностям, фиксирует внутриплитную обстановку, в то время как толеитовые разности весьма близки по составу к MORB.

В связи с приведенными выше геологическими фактами, а также с учетом петрохимических и геохимических особенностей базальтов контрастной серии можно предположить, что она формировалась в обстановке рифтогенеза на юго-западной окраине каледонского Алтае-Саянского континента.

Литература

1. Попов В.В., Стучевский Н.И., Демин Ю.И. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: ИГЕМ. 1995. 418 с.
2. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1977. 254 с.
3. Irvine T.N., Barager W.R.A.D. Chemical classification of the common volcanic rocks. Canad.J.Earth Sci. 1971. V.8. P.523–548.

Н.И. Дерябин¹

Пульсационное развитие земной коры в неогее

Мнение о проявлении в неогее основных положений плиттектоники входят в противоречие, когда возникают вопросы о закономерностях развития локальных рудоконтролирующих структур и концентрации в них рудных полезных ископаемых. Более обоснованным по этой концепции является лишь образование спрединговых (раздвиговых) структур.

В основе же пульсационной концепции развития земной коры лежит предположение о постоянном увеличении объема протонированного водорода во внешнем ядре Земли [3]. Основные положения этой концепции приводились неоднократно Е.Е.Милановским [4, 5], Н.И.Дерябиным [1, 2]

¹ Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина.

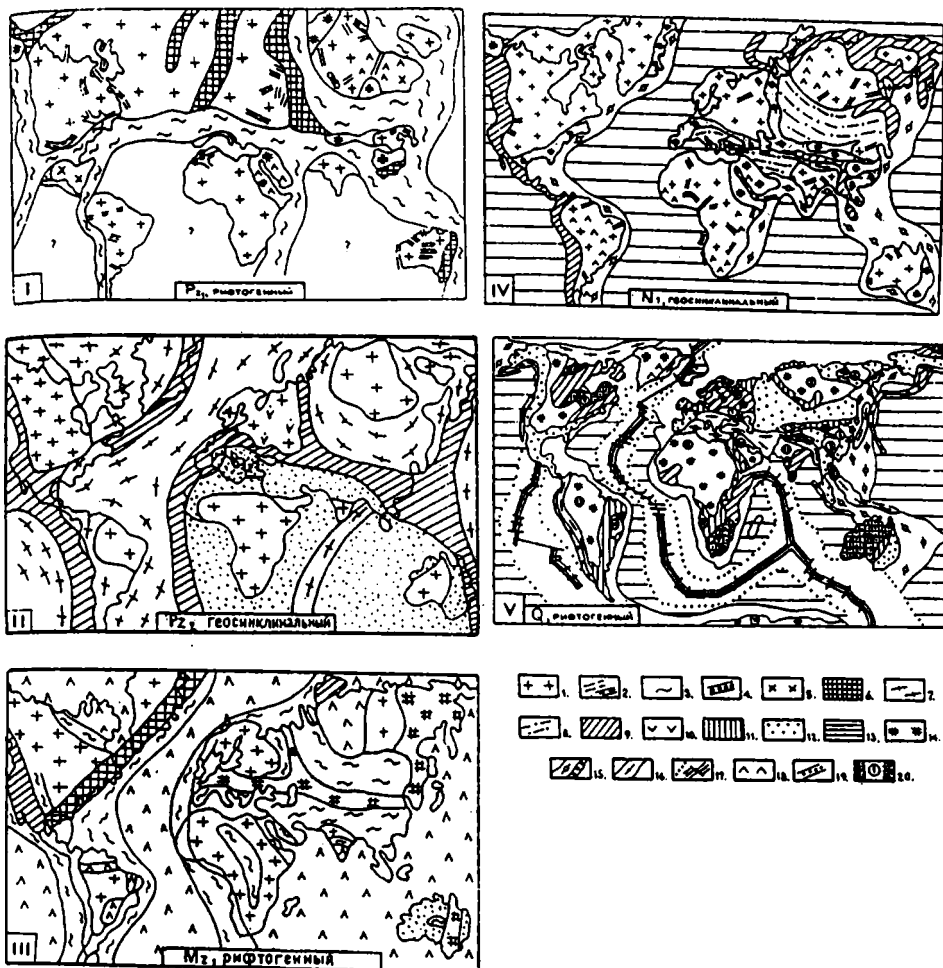


Рис. 1. Схемы геотектонического развития земной коры в неогене

I – палеозойский (каледонский), II – позднепалеозойский (герцинский), III – мезозойский (киммерийский), IV – кайнозойский (альпийский), V – четвертичный (валахский)

1 – кристаллическое основание платформ; 2–6 – рифтогенные структуры: 2 – авлакогены нерасчлененные, 3 – осадочные, железисто-кремнистые, флишондные авлакогены, 4 – вулканические авлакогены, 5 – plutонические авлакогены, 6 – гранит-зеленокаменные пояса (включая погребенные основания плит); 7–13 – геосинклинальные структуры: 7 – синеклизы (ранние геосинклинальные фазы), 8 – геосинклинальные зоны с хемогенно-терригенным осадконакоплением, 9 – геосинклинально-складчатые орогенные пояса, зоны гранитизации и горообразования (включая погребенные основания плит), 10 – коровый вулканизм геосинклинальных зон, 11 – погребенные позднепротерозойские складчатые пояса в обрамлении геосинклинальных прогибов, 12 – фанерозойские пологоскладчатые пояса, области, 13 – мезозой-кайнозойские геосинклинальные прогибы, 14 – срединные массивы (кратоны), 15 – зоны островных дуг и глубоководных впадин, 16 – зоны четвертичной рифтогенной активизации, 17 – четвертичные внутриокеанические рифтовые пояса, 18 – трапповый вулканизм активизированных рифтогенных зон, 19 –

– щелочно-ультраосновной рифтогенный магматизм; 20 – кристаллические щиты и (цифры в кружках) – платформы: 1 – Восточно-Европейская, 2 – Сибирская, 3 – Таримская, 4 – Китайская, 5 – Южно-Китайская, 6 – Колымская. 7 – Северо-Американская, 8 – Северо-Африканская, 9 – Австралийская, 13 – Южно-Американская, 14 – Восточно-Бразильская, 15 – Антарктическая

и др. Земная кора в своем активном развитии (исключая платформенные области) включала пять тектонических мегациклов (мегаэрусов), два до неогее и три в неогее. Каждый из них состоял из двух тектонических ярусов (расширения и сжатия), (рис. 1, таблица).

Расширение (рифтогенез) происходило начиная с расколов земной коры, излияний основных магм и последующего их гомодромного развития. В флюидных потоках при этом содержались повышенные количества водорода, которые обуславливали прохождение их кислотных фронтов с формированием халькофильных – Cu, Zn, Ni, Hg; полиметаллических – Pb, Zn, Sb, Bi, Ag; оксифильных – Fe, Al, Sn, Mo, W комплексов руд. Процессы были многоциклическими. Так в развитии Уральского рифта в палеозое проявлялось четыре рифтогенных тектонических ярусов. Последовательность формирования рифтогенных структур выражалась в последовательной смене раздвиговых трогов, впадинами ограниченными сбросами, плутоническими шовными зонами и кальдерными просядками. Во впадинах преобладали вулканогенные породы, известковые и флишодные осадки. Метаморфизм при этом не превышал обычно зеленосланцевой фации.

Сокращение (геосинклинали) земной коры зарождалось еще в завершающие фазы рифтогенеза и являлось продолжением его развития. При выносе огромных масс базальтов на поверхность Земли на ее глубине в пределах астеносферного слоя проявлялись пустоты, заполненные флюидами. В результате действия гравитационных сил с явлениями изостазии происходило формирование надвиговых структур с опусканием по ним одних блоков и воздыманием (вспучиванием) других. При этом опускающиеся блоки выдавливали из пустот астеносферного слоя флюидные потоки, которые имели щелочной состав и провоцировали коровый магматизм с антидромным рядом развития, а также проявление зон гранитизации пород вблизи поверхности Земли.

Цикличность процессов и последовательное развитие тектонических этапов (фаз) в циклах являлись причиной смены формирования следующих геосинклинальных структур: надвиговых зон, геосинклинальных прогибов, горстово-глыбовых срединных массивов, гранитных куполов и валов, зон изоклинальной складчатости и орогенных вспучиваний в виде горных цепей. В осадках проявлялись в основном терригенные и красноватые породы, метаморфизм их достигал гранулитовой фации. В надвиговых зонах среди щелочных метасоматитов формировались щелочные и редкометальные комплексы руд – Li, Cs, Be, P, Ta, Nb, Zr, В, а также тяжелые металлы – Au, U, Hg и оксифильные руды Mo, Mn, нефти (рис. 2).

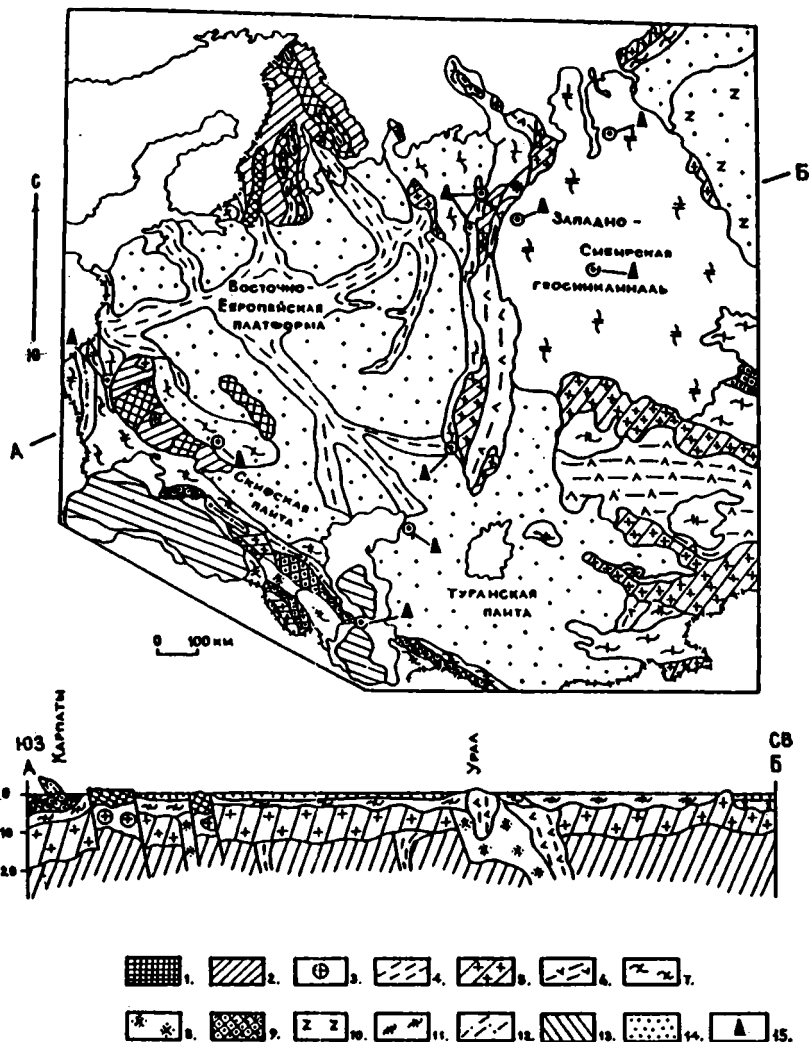


Рис. 2. Схематическая геотектоническая карта западной части территории стран СНГ

1 – проторифтогенные позднеархейские зеленокаменные пояса, протоавлакогены и кальдеры с вулканическими осадками в срединных массивах раннеархейских гранитизированных пород; 2 – протогеосинклинальные раннепротерозойские прогибы с гранитизированными осадками; 3 – рифтогенные среднепротерозойские вулканогенные и плутонические впадины; 4 – погребенные рифтогенные верхнепротерозойские авлакогены с осадками; 5 – геосинклинальные позднепротерозойские прогибы с гранитизированными осадками и сводово-глыбовыми плутоническими поднятиями; 6 – рифтогенные палеозойские вулканические пояса и авлакогены, впадины с осадками и плутоническими массивами; 7 – геосинклинальные позднепалеозойские прогибы с осадками, частично трансформированные в герцинидах в горст-антиклинальные поднятия

тия; 8 – геосинклинальные позднепалеозойские plutонические авлакогены, трансформированные в герцинидах в горст-антиклинальные поднятия; 9 – рифтогенные мезозойские впадины, авлакогены с осадками и вулканитами, частично трансформированные в альпидах в горст-антиклинальные поднятия; 10 – рифтогенные мезозойские трапповые впадины; 11 – геосинклинальные кайнозойские прогибы, синеклизы с осадками; 12 – геосинклинальные кайнозойские прогибы с осадками, трансформированные в альпидах в горст-антиклинальные поднятия; 13 – рифтогенные четвертичные океанические впадины; 14 – платформенные мезозой-кайнозойские осадочные отложения; 15 – месторождения нефти и газа

Литература

1. Дерябин Н.И. Флюидное рудообразование. Киев: Альфа-Принт, 1999. 275 с.
2. Дерябин Н.И. Пульсационное развитие Украинского щита и его флюидизитовых зон. // Мин. ресурсы Украины. 1998. № 3. С. 25–30.
3. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гибридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
4. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
5. Милановский Е.Е. Пульсация земли //Геотектоника. 1995. №5. С. 3–25.

**А.Н. Диденко¹, С.А. Куренков², С.В. Руженцев²,
Н.В. Лубнина³, В.А. Симонов⁴**

Геодинамика Полярного Урала в позднем докембрии - палеозое на основе геологических и палеомагнитных данных

Палеогеодинамический анализ структур Полярного сегмента Уральского складчатого пояса, базирующийся на традиционных геологических и палеомагнитных материалах, позволил существенно дополнить геодинамическую модель развития Уральской складчатой области. Главная особенность проведенного комплексного анализа заключается в том, что представлена не только одна схема тектонических событий, сформировавших современный облик структур. Предпринята попытка «привязать» эти схемы к абсолютным пространственным координатам, оценить с помощью кинематических параметров влияние континентальных блоков на образование складчатой зоны. Развитие Полярно-уральского сегмента Урала в самом общем виде представляется нам следующим образом.

Восточно-Европейский континент в позднем рифее находился на экваторе и был обращен своим уральским краем на северо-восток. К рубежу позднего рифея - венда континент сместился в средние широты Южного полушария, ориентировка Уральского края в это время была практически широтной. Именно в это время (поздний рифей - венд) здесь

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

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

³ Геологический факультет (МГУ), Москва, Россия.

⁴ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

на широте $35\pm 7^\circ$ ю.ш. формировались островодужные формации бедальской свиты [1].

К рубежу 600 млн лет континент сместился в высокие широты Южного полушария. В венде и кембрии вдоль уральского края Восточно-Европейского континента располагался океанический бассейн. Вопрос о противоположной окраине этого океана остается открытым. Образование Палеоурала рассматривается в рамках двух базовых моделей: «рифтовой» и «унаследованной». Первой более соответствует схема [2], согласно которой Балтия, Сибирь, континентальные блоки Свальбард, Гренландия слагали восточный край Родинии (Понотии), к востоку от которого располагался обширный океанический бассейн (Пацифика?). По эту же сторону океана и южнее Балтии располагались Амазонский и Западно-Африканский континентальные блоки, по окраине которых развивалась Кадомская островная дуга. Расчленение суперконтинента началось с формирования в венд-кембрии рифтогенных структур (в том числе и уральских). Вторая модель [3-5] предполагает существование между Гондваной, с одной стороны, Балтией и Сибирью, с другой, океанического пространства.

В нашей интерпретации в венд-кембрийское и, возможно, раннеордовикское время на «территории Урала» между Восточно-Европейским континентом и Гондваной за 60° ю.ш. располагался Протоуральский океанический бассейн, который, по существу, являлся западной частью Прототетиса и частично раскрывался к северу в сторону Протояпетуса. Сибирь в это время была существенно севернее, между 30° ю.ш. и экватором. В конце кембрия и в ордовике начинается ускоренный дрейф Балтии к северу, сопровождаемый ее значительным разворотом против часовой стрелки. Одновременно происходил разворот в том же направлении сформировавшихся к этому времени протоуральских аккреционных сооружений Тимано-Печорского региона. Дрейф Сибири был гораздо менее значительным, она оставалась в области экваториальных широт. Именно в это время оформляется Палеоуральский океан как бассейн, расположенный между Балтией и Сибирью и структурно обособленный от палеоокеана Япетус.

В позднем тремадоке - арениге вдоль уральского края палеоконтинента (северо-восточного - в древних координатах) формируется активная континентальная окраина андийского типа, западнее которой происходит становление Лемвинского тылового рифтогенного прогиба. Лемвинская зона в это время находилась в приэкваториальных широтах Северного полушария немного севернее края Восточно-Европейского континента. В O_2-3 процесс развития активной окраины продолжает развиваться, Лемвинская зона испытала разворот по часовой стрелке относительно палеоконтинента. Обособляется Харбейский (Центрально-Уральский) континентальный блок.

Следующий временной интервал ассоциируется с максимальным развитием Палеоуральского океана. В позднем ордовике - раннем силуре

зона спрединга располагалась существенно севернее (10-15° с.ш.) Лемвинской зоны и края палеоконтинента, ее простираение было северо-северо-западным. Вопрос возраста палеоспрединговых комплексов Войкаро-Сыньинских и Хадатинских офиолитов остается открытым и требует дальнейшей разработки.

Sm-Nd данные по интрузивам Войкаро-Сыньинского массива свидетельствуют о позднесилурийско-раннедевонском их возрасте [6]. Проведенные нами исследования габброидов и диабазов офиолитов Войкаро-Сыньинского массива дали другие цифры; Ag-Ag датирование по первичным неизмененным минералам показало, что Войкаро-Сыньинские интрузивные габбро-пироксенитовые комплексы формировались в ордовике - раннем силуре [7]. Аналогичная ситуация определения возраста офиолитов Урала отмечается и для других массивов: Кемпирсайского, Нуралинского [8].

Островодужные серии восточного склона Полярного Урала (Малоуральский пояс) формировались существенно южнее Восточно-Европейского континента на 20° ю. ш. и, вероятно, у юго-восточной (древние координаты) активной окраины Сибирско-Казахстанского композитного палеоконтинента, который располагался по другую сторону спрединговой системы Палеоурала. В дальнейшем, в результате косой коллизии этих двух континентов толщи Малоуральского комплекса были сближены с Полярноуральским сегментом Восточно-Европейского континента.

В силуре-среднем девоне субдуктивная зона вдоль западной окраины Салатимского бассейна отмирает, продолжает развиваться восточная зона субдукции. Происходит сближение Восточно-Европейского континента с островной дугой, которое в среднем девоне привело к формированию аккреционной системы, выжатой на континентальный край. Палеомагнитное направление пород этого возраста Лемвинской зоны практически не отличается от такового для края палеоконтинента. Зона в тектоническом отношении стала когерентной Восточно-Европейскому континенту. Положение его уральского края было субширотным, и располагался он на экваторе. Севернее континента продолжал существовать океанический бассейн. Развивавшаяся здесь островодужная структура (Войкарская зона) к позднему девону трансформировалась в Войкарский вулканоплутонический пояс.

В позднем девоне происходит становление южной части Урало-Арктического бассейна (Наунтин-Нырдовоменшорская зона), заложившегося на стыке Восточно-Европейского континента и Тагильской аккреционной системы [9]. Поперечные размеры бассейна были незначительными (аналог современного Красного моря), находился он на 10-12° с.ш. и имел субширотную ориентировку. Главной причиной формирования бассейна послужило дифференцированное вращение сблизившихся к этому времени палеоконтинентов-разворот против часовой стрелки полярноуральского края Восточно-Европейского

континента относительно Сибирского. Параллельно в палеоконтинентальном сегменте Полярного Урала (Лемвинская зона и Центрально-Уральская мегазона) образуется Няньворгинский эпиконтинентальный бассейн, рассматриваемый как континентальный склон и подножие Урало-Арктического бассейна [10].

В раннем карбоне происходила субдукция литосферы Урало-Арктического бассейна (ведущий его край восточный) с образованием высокобарических метаморфических комплексов. Усиливается процесс тектонического скупивания, отражением чего является накопление толщ грауваккового флиша. В среднем карбоне-перми процесс тектонического скупивания получает дальнейшее развитие, что, в конечном счете, приводит к образованию покровно-складчатой структуры и к окончательному сочленению палеоконтинентов. Палеоширота полярного сегмента Уральской складчатой системы составляла в перми около 40° , и его положение относительно Восточно-Европейского и Сибирско-Казахстанского континентов не изменилось.

На Южном Урале развитие палеоокеанических структур между Восточно-Европейским континентом и Восточно-Уральским микроконтинентом, хотя и отличалось рядом особенностей, однако в основном укладывалось в те же событийные рамки. Основные различия здесь, по нашему мнению, заключались в более значительной деструкции восточного края континента (формирование Сакмарского бассейна с корой океанического типа), в иной полярности зон субдукции (хотя этот вопрос нельзя считать окончательно решенным), в более раннем проявлении континентальной коллизии. Здесь также отсутствовал этап формирования позднедевонского океанического бассейна. В остальном же геодинамическая эволюция Южного Урала во многом сходна с таковой Полярного. Это касается не только характера и времени островодужного процесса, но и особенностей формирования покровно-складчатой структуры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 99-05-64857 и 00-05-64104).

Литература

1. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
2. Dalziel I.W.D. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics; review, hypothesis, environmental speculation // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1997. V. 109. № 1. P. 16-42.
3. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур Тихоокеанского и Индо-Атлантического типов в позднем докембрии и венде // *ДАН.* 1996. Т. 350 № 6. С. 799 - 802.
4. Пучков В.Н. Тектоника Урала: Современные представления // *Геотектоника.* 1997. № 4. С. 42-61.
5. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G. et al. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic - a tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.* 1996. V. 40. P. 229-258.
6. Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassion D.A. et al. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 135. P. 101-114.
7. Симонов В.А., Куренков С.А., Тикунов Ю.В. и др. Новые данные о возрасте офиолитов

- Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 1998. С. 181-183 (Материалы XXXI Тектонич. Совещ.; Т. 2)
8. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
9. Руженцев С.В., Аристов В.А., Кучерина П.М. Верхнедевонско-каменноугольные офиолиты и батинальная серия Полярного Урала // ДАН. 1999. Т. 365 № 6. С. 802 - 805.
10. Руженцев С.В., Диденко А.Н. Тектоника и геодинамика Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС 1998. С. 133-135 (Материалы XXXI Тектонич. Совещ.; Т. 2)

Е.В. Дмитриева¹

Исследование вида напряженно-деформированного состояния земной коры сейсмических регионов

Важной задачей геотектоники при изучении закономерностей протекания процессов в очаговых зонах землетрясений является определение вида локальных сейсмотектонических деформаций и напряжений.

В настоящей работе осуществляется сравнительный анализ зависимости параметра вида тензора сейсмического момента от магнитуды землетрясения с диаграммами фокальных механизмов очагов землетрясений. Результатом исследования является вид сейсмотектонической деформации и напряженного состояния земной коры. Данная задача решается для различных очаговых зон земного шара.

В основе аналитического описания механизма очага землетрясения, данной работы, лежат операции с матрицами тензорной природы. Кроме того, так как сейсмотектонические деформации описываются тензорами и соответствующими им в выбранной системе координат матрицами, возможны разные способы графического представления результатов расчетов фокальных механизмов очагов.

В количественной сейсмологии кинематика движения по разрыву в очаге ассоциируется с тензором сейсмического момента (СМТ), который определяется величиной сейсмического момента и ориентацией главных осей. Механизм землетрясения описывается тензором момента m_{ij} двух уравновешенных ортогональных диполей. СМТ является характеристикой динамического и сейсмотектонического деформированного состояния среды. Направляющий, симметричный тензор 2-го ранга m_{ij} можно характеризовать тремя собственными значениями M_1, M_2, M_3 , где $M_1 \geq M_2 \geq M_3$.

¹ Владимирский государственный университет (ВлГУ), Владимир, Россия.

Вид сейсмостектонической деформации выражается через параметр вида тензора сейсмического момента, коэффициент Лоде-Надаи μ [1]. Параметр механизма очага – коэффициент Лоде-Надаи μ – дает представление о характере сдвигового деформационного процесса в очаге землетрясения. Данный коэффициент можно определить следующим образом:

$$\mu = \frac{3M_2}{M_1 - M_3}.$$

Коэффициент μ может принимать значения от -1 до $+1$. Этот параметр характеризует близость деформационного процесса к одноосному растяжению ($\mu = -1$), сдвигу ($\mu = 0$) или одноосному сжатию ($\mu = +1$). В случае, если тензор сейсмического момента отвечает стандартному двухдипольному источнику, применяемому при описании механизма очага землетрясения в виде подвижки без отрыва по плоскому разрыву, накладывается дополнительное условие равенства нулю его детерминанта. Для такого источника коэффициент Лоде-Надаи μ равен 0, а его отклонения от нуля характеризуют, прежде всего, сложность напряженно-деформированного состояния среды и процессов подвижки [2].

Вместе с тем известны случаи, когда подвижка в очаге носит более сложный характер. Существенным обстоятельством является использование при описании очага каждого отдельного землетрясения в общем случае трехдипольного источника, что может отражать сложный характер деформации в очаговой зоне, отличный от чисто сдвигового типа. Следовательно, для трехдипольного источника можно использовать в качестве параметра вида тензора сейсмостектонической деформации коэффициент Лоде-Надаи. Данный коэффициент является независимой инвариантной характеристикой очага землетрясения и отражает преимущественный характер подвижки в очагах рассматриваемых событий [3,4].

Этот параметр рассчитывался для каждого землетрясения по собственным значениям соответствующего тензора сейсмического момента, и по полученным результатам строилась гистограмма зависимости вероятности повторяемости коэффициента Лоде-Надаи от магнитуды.

Информационную основу работы составляют данные по очаговым параметрам сильнейших землетрясений мира с 1976 г. по настоящее время. Мировая сейсмологическая сеть систематически регистрирует все происходящие на планете умеренные и сильные землетрясения. Цифровые записи этих толчков позволяют анализировать волновую картину, частотные спектральные и амплитудные характеристики очагов. Оперативная обработка первичной информации, анализ длиннопериодных сейсмических волн, регистрируемых приборами глобальной сейсмической сети, производится в Гарвардском сейсмологическом центре США, где создан и постоянно пополняется стандартизированный каталог очаговых параметров тензоров-центроидов (centroid-moment tensor, CMT) сильных землетрясений земного шара. Он дает возможность практически немедленно получать сведения о главных параметрах землетрясения: времени, коор-

динах, глубине, магнитуде, сейсмическом моменте и решении фокального механизма. [5]

Для изучения напряженно-деформированного состояния (НДС) земной коры на базе существующих материалов по данным тензороцентридов моментов землетрясений созданы вычислительные алгоритмы и программы. Данные алгоритмы и программы обеспечили высокое быстроедействие и эффективность, что подтвердилось при обработке всего экспериментального материала, охватывающего более 11 000 сейсмических событий. Теоретическое обоснование методики, используемой в программах, изложено в работах [1,6].

Для наглядности последующей интерпретации результатов расчетов целесообразно сопоставить традиционное представление фокальных механизмов и предлагаемое представление на классификационных гистограммах. В качестве подготовительной операции проведено покрытие территории земного шара набором узловых точек. С этой целью использован специальным образом преобразованный набор эпицентров относительно сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 6$. Операция преобразования заключалась в исключении из этого набора дублирующих точек, отвечающих сравнительно менее сильным землетрясениям. Анализ совпадения осуществлялся в круговых окрестностях радиусом $1,5^\circ$.

В ходе работы сначала, для ряда сейсмоактивных регионов планеты, рассчитывались и строились гистограммы распределения параметра вида тензора сейсмического момента, коэффициента Лоде-Надаи μ для магнитуды землетрясений $M=5, 6, 7, 8$.

Далее, для этих же регионов, строились диаграммы фокальных механизмов землетрясений, и для определения типа сейсмотектонической деформации земной коры регионов проводился сравнительный анализ гистограмм и диаграмм.

Приведем в качестве примера метод сравнительного анализа гистограмм зависимости вероятности повторяемости коэффициента Лоде-Надаи μ от магнитуды землетрясения и диаграммы фокальных механизмов очагов землетрясений для о-ва Суматра, который является очень молодой складчатой областью. Рассматриваемые очаги более 100 землетрясений принадлежат зоне субдукции.

Результатом анализа гистограмм данного региона является однозначность в определении типа НДС земной коры. Например, рассмотрим гистограмму для $M=5$ (рис. 1). Диапазон значений коэффициента Лоде-Надаи μ от -1 до $+1$ преобразован соответственно в масштаб от 0 до 20. Видно, что для большинства событий наблюдается явное смещение μ в область положительных значений, из этого можно сделать вывод, что земная кора преимущественно находится в обстановке сжатия. К аналогичному результату о типе напряженно-деформируемого состояния земной коры мы приходим, анализируя диаграммы фокальных механизмов землетрясений о-ва Суматра. Здесь также присутствует однозначность в решении поставленного вопроса. Земная кора находится в обстановке



Рис. 1.

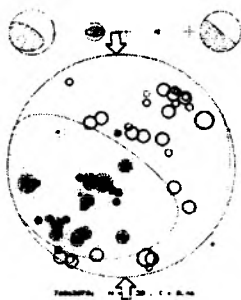


Рис. 2.

изучения характера локальных сеймотектонических деформаций в конкретных условиях очаговых зон землетрясений различных сейсмоактивных регионов земного шара.

Работа выполнена при частичной поддержке ФЦП Интеграция, проект №А0030 (№144).

сжатия. Один из примеров приведен на рис. 2. Это диаграмма фокальных механизмов 30 землетрясений, подобных по типу механизма землетрясению от 20.06.76 ($\varphi = 3,40^\circ$, $\lambda = 96,32^\circ$, $h = 33$ км, $M = 7,0$). Как уже говорилось выше, анализ подобия механизмов

очагов осуществлялся в круговых окрестностях радиусом $1,5^\circ$.

Аналогичные выводы о типе НДС для данного региона получены другими методами [7-8].

Разработанный метод сравнительного анализа значительно упрощает исследование типа НДС и позволяет получить достоверный результат.

В дальнейшем представляет несомненный интерес продолжить начатую работу по сравнительному анализу для

Литература

1. Юнга С.Л. О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу // ДАН, 1997. Т.352, №2. С.253–255.
2. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 191 стр.
3. Юнга С.Л. Теоретико-методические элементы определения фокального механизма землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. №4. С.33–42.
4. Дмитриева Е.В. О взаимосвязи параметров тензора сеймотектонической деформации, применяющихся в вопросах типизации. Деп. в ВИНТИ 10.03.1999 №708-В99.
5. Dziewonski A.M., Ekstrom G., Salganic M. Centroid-moment tensor solutions for January-March 1994. // Phys. Earth Planet. Inter. 1994. V. 86. P.253–261.
6. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. М.: Наука, 1984. 831 с.
7. Richardson R.M., Solomon S.S., Sleep N.H. Tectonic stress in the plates // Rev. Geophys and Space Phys. 1979. V.17, №15. P.981–1019.
8. Энциклопедия региональной геологии мира / Под ред. Р.У. Фейрбриджа. Л.: Недра, 1980. 511 с.

Автоволновая концепция динамики Земли

Данные сейсмической томографии позволили японским ученым [1] констатировать наличие 14 уровней различной степени неоднородностей в строении Земли. Ю.М.Пушаровский [2] выделяет в мантии Земли «по крайней мере 6 сейсмотомографических геосфер».

Японские геофизики считают, что магматический океан, существовавший на раннем аккреционном этапе образования Земли, дал начало расплавленному железному ядру, а охлаждение магматического океана привело к формированию двух оболочек. Таким образом, расслоение на оболочки произошло на самом раннем этапе образования Земли.

В сферических оболочках Земли происходят волновые процессы, отражающие перенос и преобразование энергии. Это электромагнитные, гравитационные и тепловые волны, упругие сейсмические волны, волны фазовых переходов и т.п. Современные исследования показывают, что между волнами разной природы существуют связи, в результате чего формируется суммарное поле, которое, в зависимости от внешних условий и внутренней природы, имеет свой набор волновых полей, способных переходить друг в друга, видоизменяться. Это суммарное поле получило название автоволнового поля, которое саморазвивается, самоподдерживается за счет различных видов энергии.

Между сферическими оболочками существуют отражающие границы, которые создают энергетические барьеры между ними. Таким образом в каждой сферической оболочке формируется свое автоволновое поле.

Энергетические барьеры, обеспечивая формирование автоволновых процессов в геосферных оболочках, не препятствуют обмену энергией между оболочками.

В результате взаимодействия автоволновых полей сферических оболочек образуются своеобразные «ядерные котлы», являющиеся мощными источниками энергии, которые в значительной мере определяют динамику Земли. В «ядерных котлах» отмечается самоорганизация энергетического поля, непрерывное преобразование энергии, вследствие чего вещество здесь находится в критическом состоянии, для него характерна неравновесная неустойчивость, когда понятия фазового состояния становятся неэффективны, а химические реакции идут по не реализуемым в обычных условиях «каналам реакций».

Масштабы транспорта вещества и энергии зависят от энергии взаимодействующих автоволновых полей, от степени охвата различных сферических оболочек, резонансных явлений с образованием так называемого «туннельного» эффекта, когда в результате взаимодействия автоволн происходит «пробивание» нескольких сферических оболочек. Это приво-

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия.

дит к объединению энергии различных геосфер, мощным потокам вещества и энергии.

Автоволновые поля при взаимодействии принимают различные устойчивые конфигурации, которые имеют чаще всего вихревую или спиралевидную структуру. Такие структуры, образующиеся при автоволновых процессах, получили название ревербераторов.

Наличие спиралевидных или вихревых структур – ревербераторов объясняет многие динамические процессы Земли.

Мантийные плюмы, осуществляющие транспортировку энергии и вещества, образуются при взаимодействии автоволновых полей геосфер и имеют ревербераторную структуру, что объясняет их иную реологию, отличную от реологии окружающей их мантийной среды.

На границе двух спиралевидных или вихревых структур происходит захват земных масс в разнонаправленные части ревербераторных структур. При приближении к ядрам вихревых структур возрастает угловая скорость, причем в одних случаях движения направлены к центру Земли, в других – от центра.

Подобный подход объясняет наличие нисходящего и восходящего транспорта вещества, возможность погружения холодных литосферных плит и подъема горячих мантийных плюмов, а также объясняет механизм раздвижения литосферных плит и формирование зон субдукции.

Таким образом, использование эффектов взаимодействия автоволновых полей геосферных оболочек Земли дает возможность обосновать механизмы многих динамических процессов, протекающих как в недрах Земли, так и на ее поверхности.

Литература

1. Maruyama S., Kumasawa M., Kawakami S. Towards a new paradigm on the Earth's dynamics. Whole Earth tectonics. // J. of the Geol. Soc. Japan. 1994. V.100, № 1. P.1-3.
2. Пушаровский Ю.М. Геология на пороге новой научной революции // Природа. 1995. № 1. С.33–42.

К.А.Докукина¹

Синкинематические граниты зон транспрессии коллизийной системы Ольхонского региона (Западное Прибайкалье)

В раннепалеозойском зональном метаморфическом комплексе, образующем коллизийную систему Ольхонского региона, установлены три последовательно сменяющих друг друга структурных парагенезиса: покровный, купольный и сдвиговый, которые сопровождаются формирова-

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

нием синкинематических гранитоидов [3]. Большое количество гранитоидов связано со сдвиговым этапом тектогенеза.

Сдвиговой тектогенез, реализующийся в различных температурных (300–650°C) и глубинных (3,5–6,5 кбар) условиях, характеризуется заложением крупных складчатых структур Z- и S-образной формы. Их развитие синхронно с формированием мраморного меланжа [4], образующего субгоризонтальные тела, внедряющиеся и секущие уже деформированные толщи. Происхождение мраморного меланжа В.С.Федоровский с соавторами связывает с «возникновением локальных, но многочисленных узлов концентрации напряжения... Неравновесные по давлению ситуации в реологически неоднородной геологической среде завершились тектоническим выжиманием и протрузией мраморов, давших начало меланжу». Локальная концентрация напряжений реализуется как сочетание обстановок содвига со сдвигом [2], соответствующих режиму транспрессии [5]. Режим транспрессии реализуется через горизонтальное укорочение и вертикальное удлинение, что приводит к выдавливанию или тектонической экструзии материала зон транспрессии. При этом все деформации локализируются в субвертикальных шовных зонах, а над зонами транспрессии течение материала происходит по дивергентным системам выполаживающихся надвигов, что в совокупности создает в поперечном сечении весьма характерную структуру «пальмового дерева» (palm tree-structure) [1, 6, 7].

В Ольхонском регионе впервые выделены граниты, генетически связанные с обстановкой транспрессии. На участке Нутгей (амфиболитовая фация метаморфизма) развит мраморный меланж и ассоциирующие с ним синкинематические пегматоидные граниты. Меланж развивается в складчатых амфиболовых силикатно-карбонатных гнейсах. Обломки в меланже представлены глыбами и небольшими включениями местных силикатных пород. С севера зона меланжа ограничена субвертикальным милонитовым швом по мраморам и гранитам. Шов маркирует границу крупной Z-образной сигмоиды, сложенной силикатно-карбонатными гнейсами, кварцитами, мраморами, метагипербазитами. Синкинематические гранитные жилы, синхронные с процессами образования меланжа, представляют собой комплекс субгоризонтальных тел и вертикальных магмаподводящих «ножек», локализующихся в породах меланжа. Жилы осложнены двумя этапами правосдвиговых деформаций. Первый этап связан с заложением Z-образной сигмоиды. В это время происходит деформация и перераспределение гранитного вещества в форме Z-образных капель и «языков» в условиях вязкопластичного течения. Второй этап сдвигообразования характеризуется заложением вертикального направления линейности и сланцеватости в мраморах. В условиях хрупкопластичной деформации субгоризонтальные жилы изгибаются в складки, происходит нарушение сплошности тел и заполнение кварцевым материалом трещин раскрытия.

Граниты локализируются в зоне меланжа. Милонитовый шов развивает-

ся по мраморам и приуроченной к ним гранитной лейкосоме. Морфология зоны, соотношение меланжа с вмещающими породами, совокупность субгоризонтального тела и вертикального милонитового шва по породам, входящим в состав меланжа, позволяют выделить здесь структуру «пальмового дерева». Форма жильных тел и приуроченность гранитов к породам меланжа позволяют предположить, что граниты здесь имеют транспрессионную природу и генетически связаны с возникновением области локальной концентрации напряжения при эволюции линейной зоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 00-05-65308, 99-05-65642, 99-05-64727).

Литература

1. Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Природные и экспериментальные примеры структурных ансамблей, возникающих в тектонических режимах транспрессии и транстенсии // Структурные парагенезисы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 120–122.
2. Расцветов Л.М. Структуры сдвигания (особенности строения и условия формирования) // Механизмы структурообразования. М.: МТК; ИФЗ АН СССР, 1991. С. 102–103.
3. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
4. Федоровский В.С., Добрыжинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30–45.
5. Harland W.B. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen // Geol. Mag. 1971. V. 108. P. 27–42.
6. Lowell J.D. Spitsbergen tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 83. P. 3091–3102.
7. Ramsay J.G., Huber M. The techniques of modern structural geology. London: Academic Press Inc. 1987. V. 2. P. 309–700.

**Е.П.Дубинин¹, А.Л.Грохольский¹, А.В.Розова²,
А.А.Свешников¹**

Тектонические особенности морфоструктурной сегментации рифтовых зон СОХ с медленными и быстрыми скоростями спрединга

Анализ структурно-вещественных неоднородностей и глубинного строения рифтовых зон СОХ позволил выделить целостную иерархическую систему сегментации, включающую шесть масштабных уровней (от глобального до локального), и рассмотреть характерные типы границ сегментов: тройные соединения, крупные и малые трансформные разломы, нетрансформные смещения, большие и малые перекрытия центров спрединга и т.д.

¹ Музей землеведения. Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² Географический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

Первый уровень сегментации определяется относительными движениями литосферных плит и обусловлен восходящими потоками конвекции в мантии. Сегменты имеют длину первые тысячи километров и ограничены зонами тройных соединений. Время существования сегментов и их границ — десятки миллионов лет.

Сегменты второго уровня имеют длину — сотни километров и время развития — десятки миллионов лет. Они ограничены крупными трансформными разломами, которые смещают ось хребта на десятки—первые сотни километров, что приводит к разрыву и смещению (в плане) стационарной магматической камеры, представляющей собой верхнюю часть астеносферного слоя. В пределах сегментов этого ранга глубина дна осевой зоны определяется уровнем подъема астеносферы и ее термическим состоянием.

Третий уровень сегментации рифтовой зоны связан с крупными перекрывающимися центрами спрединга (ПЦС) — на быстро раздвигающихся СОХ и небольшими трансформными разломами — на медленно раздвигающихся. Характерный размер сегментов здесь — десятки километров и время их существования — первые миллионы лет. Смещения оси в зонах крупных ПЦС (3—25 км) происходят в пределах рифтовой зоны СОХ. На крупных ПЦС может изменяться глубина кровли стационарной магматической камеры. Главную роль в формировании и эволюции сегментов этого уровня играют осевая магматическая камера (ОМК) — в случае быстро раздвигающихся СОХ — и сфокусированный мантийный апвеллинг — в случае медленно раздвигающихся.

Четвертый уровень сегментации — уровень осевого поднятия или внутренней долины. Длина сегментов варьирует от нескольких до первых десятков километров, а время их существования — от десятков до первых сотен тысяч лет. Границами сегментов этого уровня служат зоны мелких ПЦС со смещениями оси 0,5—3 км — на быстрых СОХ и небольшие нетрансформные смещения — оси на медленно раздвигающихся СОХ. Глубинные процессы, определяющие этот уровень сегментации, обусловлены существованием расплавленной фракции базальта, концентрирующейся вблизи кровли ОМК (линза расплава) — на СОХ с быстрым спредингом, или в локальных магматических очагах — на СОХ с медленным спредингом.

Пятый уровень сегментации связан с нарушениями неовулканической зоны в виде мелких тектонических узлов, седловин, небольших смещений без перекрытия, изгибов оси (девелов) и т.д. Величина латерального смещения оси здесь достигает нескольких сотен метров, причем осевые нарушения расположены, как правило, в районах локальных батиметрических понижений. Сегментация этого уровня связана с тектоновулканическим циклом, повторяющимся через 100—10 000 лет и включающим серию внедрений и извержений, со сменой магматической и тектонической фаз цикла.

Шестой уровень сегментации определяется конкретными изверже-

ниями в рамках единого вулканического цикла и выражается в различной морфологии излившихся лавовых потоков.

Сравнительный морфометрический и структурно-тектонический анализ характера сегментации наиболее изученных участков рифтовых зон СОХ с быстрым — Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) и медленным — Срединно-Атлантический хребет (САХ) спредингом позволил сделать следующие предварительные выводы.

1. Сегментация на ВТП выражена слабее, чем на САХ, так как амплитуда рельефа, изменения мощности коры и литосферы вдоль оси ВТП меньше, чем вдоль САХ. 2. На хребтах с различной скоростью спрединга сегменты 3-го, 4-го и 5-го уровней имеют различную геодинамическую природу, а соответствующие сегменты одного и того же уровня ограничены структурами разных типов. 3. Сегментация рифтовой зоны САХ создается незначительным числом более крупных нарушений, в то время как ВТП сегментируется большим количеством мелких нарушений. 4. Для хребтов с различной скоростью спрединга изменяются средние длины сегментов одного уровня. Сегменты 2-го и 3-го уровней более длинные на ВТП, длины сегментов 4-го уровня на ВТП и на САХ примерно одинаковы, а сегменты 5-го уровня оказываются длиннее на САХ. 5. Сегментация хребтов с различными скоростями спрединга различается по значениям отношения длин сегментов соседних уровней. На ВТП сегменты 2-го уровня в 3 раза длиннее сегментов 3-го уровня, сегменты 3-го уровня в 6 раз длиннее сегментов 4-го уровня, а сегменты 4-го уровня в 15 раз длиннее сегментов 5-го уровня. На САХ все наоборот: сегменты 2-го уровня в 15 раз длиннее сегментов 3-го уровня, сегменты 3-го уровня в 3 раза длиннее сегментов 4-го уровня, а сегменты 4-го уровня в 3 раза длиннее сегментов 5-го уровня.

Таким образом, имеются существенные различия, в морфоструктурах и геометрии сегментов на быстро- и медленно раздвигающихся хребтах. Эти различия касаются главным образом сегментов 3-5-х уровней и выражаются в разных типах структурных нарушений, ограничивающих сегменты одного и того же уровня, в размерах и частоте распределения сегментов, в характере изменения рельефа осевой зоны в пределах каждого сегмента, в геофизических аномалиях и в глубинном строении коры и литосферы.

Полученные морфометрические закономерности позволяют определить соотношение размеров глубинных структур, ответственных за сегментацию хребтов с быстрым и с медленным спредингом, а также сопоставить размеры этих структур в пределах одного хребта. Соотношение размеров глубинных структур различных порядков определяет, в конечном итоге, разномасштабную морфоструктурную сегментацию рифтовых зон и особенности акреции океанической коры.

Анализ термомеханического состояния литосферы рифтовых зон с быстрыми и медленными скоростями спрединга, проведенный на основе численного и физического моделирования, подтвердил выводы о существ-

венном различии глубинной структуры литосферы этих зон и позволил предположить различие в глубинных геодинамических процессах, определяющих мантийный апвеллинг, формирование магматических очагов и аккрецию океанической коры и, как следствие, различие в рельефе дна, морфотектонических структурах и аномальных геофизических полях.

Численное моделирование показало, что существенным для сегментации является принципиальное различие в положении магматических камер и очагов для СОХ с быстрыми и медленными скоростями спрединга, что находит отражение и в различии морфологии дна. Для быстро раздвигающихся хребтов более наглядна связь рельефа со структурой магматических камер на каждом уровне сегментации. Отсутствие такой же четкой связи для медленно раздвигающихся хребтов обусловлено отсутствием долгоживущих стационарных магматических очагов, а также возрастанием роли глубинных тектонических процессов в тектоновулканическом цикле.

Для выяснения закономерностей структурообразования и самоорганизации сегментации рифтовых зон СОХ при механическом разрушении хрупкой океанической коры в процессе ее тектонического растяжения при разных скоростях спрединга был проведен эксперимент на веществах, состоящих из жидких и твердых углеводородов с поверхностно-активными веществами. Результаты экспериментов позволили получить геометрическую картину рифтовой трещины и установить особенности формирования морфоструктурных неоднородностей 3–5-х уровней.

При быстром растяжении заложение трещин сопровождается образованием мелких ПЦС. Сегменты, ограниченные мелкими перекрытиями, продвигаясь навстречу друг другу, образуют крупные ПЦС. Эволюция этих структур связана с продвижением трещин и их перескоками в области перекрытия. Они могут увеличиваться, уменьшаться в размерах или совсем исчезнуть, как за счет перескоков их осей, так и за счет соединения с другими перекрытиями. Возможен их переход в структуры более низких или высоких порядков: трансформные разломы, мелкие ПЦС или девелы.

При небольших скоростях растяжения появляется тенденция к эшелонированию трещин на различных масштабных уровнях и они не так прямолинейны вдоль своего простирания. Трещины, продвигаясь навстречу друг другу, формируют перекрытия и нетрансформные смещения.

Результаты экспериментов показали, что при периодическом механическом разрушении (растяжении) хрупкого слоя океанической литосферы закладываются генеральные черты геометрии трещин и формируются основные морфоструктурные неоднородности, создающие естественную разномасштабную сегментацию рифтовой зоны.

Во всех спрединговых хребтах развитие сегментации направлено от более низких к более высоким уровням. Структуры 1–3-х уровней являются относительно стабильными. Нет данных об их переходе в структуры более высоких рангов. В то же время структуры высоких порядков (4–6-е уровни) очень динамичны и их эволюция может идти разными путями. В своем развитии они могут переходить не только друг в друга, но и в

структуры более низких порядков. В целом, на мелких масштабных уровнях процесс структурообразования развивается от случайного к закономерному и достигает некоторого стационарного состояния, которое упорядочивает сегментацию. Стационарность сегментации можно определить как состояние рифтовой зоны, при котором количество появляющихся и исчезающих сегментов и образованных ими смещений в первом приближении остается постоянным.

Таким образом, многообразие структурных неоднородностей рифтовых зон СОХ подчиняется единой иерархической системе сегментации, включающей шесть масштабных уровней, которые имеют свои особенности строения в зависимости от скорости спрединга. Каждый уровень сегментации имеет свою геодинамическую природу, предопределяемую предыдущим, более крупным, уровнем, и, в свою очередь, влияющую на последующие более мелкие уровни.

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

Е.П.Дубинин¹, Н.М.Сушевская²

Геодинамическая эволюция спрединговых хребтов, сходящихся в зоне тройного соединения Буве

История развития литосферы южной части Атлантического океана связана с расколом гондванских материков и развитием спрединговых хребтов, сходящихся в зоне тройного соединения Буве (ТС Буве).

В региональном плане современное ТС Буве представляет собой место соединения двух дивергентных границ плит (Юго-Западного Индийского хребта – ЮЗИХ и Южного Срединно-Атлантического хребта – ЮСАХ) и одной трансформно-дивергентной границы – Американо-Антарктического хребта (ААХ). Все хребты, несмотря на медленные скорости раздвижения, имеют различные строение, петро-геохимические особенности и историю развития.

О сложной эволюции литосферы Южной Атлантики свидетельствуют такие факты, как разнонаправленность и нарушение последовательности линейных магнитных аномалий, существование следов трансформных разломов различного простирания и наличие большого количества разновозрастных подводных асейсмичных плато и хребтов. Различия в структурных планах обширных участков океанической коры, сформированных на разных спрединговых хребтах, отчетливо фиксируется в аномалиях геоида, полученных с помощью спутниковой альтиметрии. Все это предполагает существование нескольких спрединговых систем, фор-

¹ Музей землеведения. Московский государственный университет, Москва, Россия

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

мирующихся в результате перескока и пропагейтинга рифтовой трещины.

ТС Буве претерпевало сложную эволюцию в соответствии с историей дрейфа гондванских материков и развитием соответствующих спрединговых хребтов. В истории развития Южного океана можно выделить по крайней мере три пространственно-временных события, когда спрединговые хребты формировали ТС Буве: 119–122 млн лет назад – ТС Буве 1, 93–105 млн лет назад – ТС Буве 2 и от 30 млн лет назад до настоящего времени, современное – ТС Буве 3. Эти события происходили с одновременным разрушением старого и формированием нового ТС Буве.

Раскол гондванских материков в результате континентального рифтогенеза привел к отделению Антарктиды от Восточной Африки и Западной Африки от Южной Америки, формированию спрединговых хребтов (ЮЗИХ и ЮСАХ) и образованию здесь первой океанической коры 140–130 млн лет назад [1]. Молодые спрединговые хребты продвигались в юго-западном и южном направлениях, соответственно, так, что ко времени аномалий М0–М2 (119–124 млн лет) произошло образование замкнутой системы границ трех плит – Антарктической (АНТ), Африканской (АФР) и Южно-Американской (ЮАМ) и формирование первого ТС Буве 1, расположенного вблизи юго-восточной оконечности Фолклендского плато и восточнее плато Агульяс. ТС Буве 1 соединяло ЮЗИХ, ЮСАХ (через Агульяс-Фолклендскую систему трансформных разломов) и спрединговый хребет, уходящий в море Уэдделла.

Изменение полюса относительного вращения ЮАМ и АФР в период нормальной магнитной полярности предопределило продвижение северной ветви ТС Буве 1 к северу, отмирание спредингового хребта, расположенного к востоку от Фолклендского плато, дальнейшее продвижение ЮЗИХ к юго-западу и отступление (реградацию) спредингового хребта, протягивающегося в море Уэдделла. Это, в свою очередь, привело к формированию нового ТС Буве 2. Северный спрединговый сегмент ТС Буве 2, ограниченный трансформной системой Фолклендской–Агульяс, генерировал молодую океаническую кору, «удаляя» Фолклендское плато далее к западу от плато Агульяс и западной окраины Южной Африки.

Во время хроны 34 (84 млн лет назад) произошли значительные изменения в относительном движении плит, приведшие к новой реорганизации их границ, сопровождаемой перескоком, проградацией и реградацией соответствующих осей спрединга и формированием, в конечном итоге, современной геометрии тройного соединения Буве 3. Перескок оси ЮСАХ на 1105 км к западу, случившийся между хронами 31 и 26 привел к отмиранию старого спредингового хребта в бассейне Кейп, формированию нового спредингового сегмента ЮСАХ и двух шовных зон Метеор и Айлос Оркадос, фиксирующих место заложения нового хребта и симметрично расположенных относительно его оси. Перескок оси спрединга ЮСАХ привел к продвижению к западу ЮЗИХ и к дальнейшей реградации (отступанию, или отмиранию) ветви спредингового хребта, протягивающегося в море Уэдделла.

Прекращение спрединга и отмирание Уэдделльского спредингового хребта совпадали со значительными изменениям в относительном движении плит на границе мела–палеогена, повлекшими за собой крупные тектонические перестройки в южной части Тихого океана. Следствиями этих перестроек стали: коллизия спредингового хребта Алул с зоной субдукции Западной Антарктиды, приведшая к прекращению здесь спрединга и субдукции; отделение Южной Америки от Антарктического полуострова; формирование плиты Скотия и образование новой границы плит (Американо-Антарктический хребет), соединяющей плиту Скотия с современным ТС Буве. Последние два обстоятельства, видимо, стали результатом миграции астеносферного потока с запада на восток в результате разрыва некогда единых континентальных блоков (Южно-Американского материка и Антарктического полуострова) и формирования пролива Дрейка, случившихся в олигоцене около 30 млн лет назад. Перемещение астеносферного потока со скоростью около 10 см/год вдоль канала, ограниченного корнями континентов вызвано, по-видимому, перепадом давления между крайними сечениями «канала» – под проливом Дрейка и Южно-Сандвичевой дугой и прилегающими котловинами (на атлантической стороне), т.е. вне канала [2]. Перепад давления в астеносфере имеет отражение в рельефе дна, в положительных региональных аномалиях гравитационного поля в свободном воздухе в районе пролива Дрейка и в отрицательных аномалиях вне канала (в котловинах), а также в результатах сейсмической томографии.

После отделения Южной Америки от Антарктического полуострова, благодаря наличию астеносферного потока зона повышенного давления в астеносфере распространялась с запада на восток, ограничиваясь с севера и с юга структурно-тектоническими «барьерами» Фолклендского и Оркнейского плато, соответственно. Эти «барьеры» контролировали течение потока, заставляя его принимать субширотное направление. Распространение потока далее на восток могло привести к механическому ослаблению литосферы Южной Атлантики, примыкающей с востока к плите Скотия, и к заложению на ней в конце олигоцена–начале миоцена (по крайней мере не позднее хроны 6) новой границы плит – Американо-Антарктического хребта, продвигавшегося в восточном направлении, до своего замыкания в районе ТС Буве. Формирующийся хребет нарушал имеющийся структурный план и разрывал более древнюю океаническую литосферу, образованную, по всей видимости, на Уэдделльском палеоспрединговом хребте.

Образование ААХ явилось следствием необходимости кинематического урегулирования нарушения условия замкнутости границ литосферных плит, вызванных отмиранием Уэдделльского спредингового хребта и образованием плиты Скотия. Эта граница располагается на эйлеровой широте полюса относительного вращения ЮАМ и АНТ плит и по своей сути представляет собой трансформный разлом, осложненный компонентом растяжения, ортогональной его простиранию.

Таким образом, при формировании и развитии спрединговых хребтов соединяющихся в зоне ТС Буве в Южной Атлантике, существенную роль играла миграция подосевых астеносферных потоков, переносящих аномальный термический фронт вслед за бегущей рифтовой трещиной, нарушающей механическую сплошность литосферы. Более того, здесь представлены различные геодинамические обстановки, отражающие «потоковую» тектонику во всем ее многообразии: 1) это и миграция потоков при пропагейтинге континентальных рифтов при расколе гондванских материков и образовании ЮЗИХ и ЮСАХ; 2) это и миграция потоков при пропагейтинге океанических рифтов (западная часть ЮЗИХ) и перескоках спрединговых хребтов (ЮСАХ), вызванных изменениями в относительном движении плит; 3) это и столкновение астеносферного потока с континентальным «барьером» Фолклендского плато на этапе развития ТС Буве 1, приведшее к гигантскому смещению рифтовой оси вдоль Агулья-Фолклендской трансформной системы; 4) это и суперпозиция течений подосевой астеносферы (возможно, разной глубинности, температуры и вязкости) в районе крупных трансформных смещений Байн-Принц-Эдуард в ЮЗИХ и, наконец, 5) это «прорыв» астеносферного потока по каналу между двумя континентальными блоками (Антарктическим полуостровом и южной оконечностью Южной Америки), приведший к образованию новой плиты Скотия и трансформно-дивергентной границы плит ААХ. Очевидно, что без понимания геодинамической природы и создания термомеханических и геофизических моделей глубинных процессов миграции астеносферного вещества будет трудно объяснить в дальнейшем особенности магматизма и тектонического строения таких сложных районов Мирового океана, каким является Южная Атлантика и вся Приантарктическая область.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 00-05-64399, 00-05-64465), а также ФЦП «Интеграция» (рег. № А0070).

Литература

1. Lawver L.A., Sclater J.G., Meinke L. Mesozoic and Cenozoic reconstruction of the South Atlantic // *Tectonophysics*. 1985. V.114. P.233–254.
2. Шеменда А.И., Грохольский А.Л. Геодинамика Южно-Антильского региона // *Геотектоника*. 1986. №1. С.84–95.

В.А.Дубровский¹, В.Н.Сергеев¹

Обязательный предвестник катастроф

Покажем, опираясь на общие физические законы сохранения, что в системе, в которой возможно существование неустойчивого равновесия,

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

всегда возникает явление, предшествующее наступлению быстрых необратимых изменений, т.е. катастроф. Таковое явление – медленные волновые движения с определенным характером временного изменения частоты. В качестве примеров в случае твердой сплошной среды можно указать: относительно быстрые тектонические подвижки [1], землетрясения, срывы скольжения вдоль разлома [2]. Все эти катастрофические, бифуркационные процессы обязательно предваряются медленными (относительно скорости самого процесса) волновыми движениями: современные вертикальные и горизонтальные движения с их переменной знака, всплеск слабой сейсмичности, волны, бегущие вдоль разлома (аналог волн Релея).

Рассмотрим, каков должен быть характер изменения частоты предваряющих волновых движений. В силу самого определения «неустойчивое равновесие» системы любые возмущения, удовлетворяющие условию равновесия, являются статическими, т.е. их частота равна нулю. При этом «неустойчивость» означает, что это равновесие разделяет два возможных состояния системы: неустойчивое, когда соответствующее возмущение, как бы оно не было мало, приводит к необратимым изменениям, и устойчивое, когда возмущение приводит к колебательному режиму, не нарушающему принципиально состояния системы.

В качестве простейшего известного примера такой ситуации может служить система упругая литосфера – размягченная астеносфера с инверсией плотности [3]. Инверсия плотности означает наличие архимедовой силы, стремящейся деформировать упругую литосферу при всплытии облегченного материала, т.е. имеет место “борьба” архимедовой и упругой сил. При этом архимедова сила слабо зависит от латеральных размеров возмущений, в то время как упругая сила обратно пропорциональна этому размеру. Очевидно, что при достаточно большом латеральном размере (длины волны в периодическом случае) возмущений архимедова сила будет преобладать и в системе литосфера – астеносфера разовьются необратимые изменения с неограниченной деформацией литосферы. При малых размерах возмущений, наоборот, будут превалировать упругие силы так, что возникает колебательный режим. Естественно, что равенство архимедовой и упругой сил выделяет характерный размер L_c стационарного возмущения, зависящего от упруго-плотностных характеристик литосферы и астеносферы.

Следует прояснить на примере рассматриваемой модели закономерность изменения частоты возмущения в устойчивой области колебательного режима по мере приближения к пограничному равновесному состоянию с равенством архимедовой и упругой сил. Эта закономерность заключается в непрерывном уменьшении частоты волновых возмущений, когда длина волны (размер) возмущений, уменьшаясь, приближается к критической L_c при определенных значениях упругоплотностных параметров литосферы и астеносферы. Это в случае бесконечной по латерали системы литосфера – астеносфера.

В действительности геолого-геофизические образования всегда имеют

ограниченные латеральные размеры. Тогда процесс приближения некоторой, ограниченной по латерали части системы литосфера – астеносфера к катастрофическому порогу (к критическому размеру) происходит в результате изменения упругоплотностных параметров системы так, что критический размер L_c , определяющий неустойчивое равновесие, приближается к реальным латеральным размерам системы. При этом должно иметь место уменьшение частоты волновых движений, а при превышении критического размера – необратимое развитие быстрых тектонических движений со всем комплексом тектономагматических проявлений.

Ранее было отмечено [1], что волновыми явлениями, предвещающими крупномасштабные тектонические движения, могут быть современные тектонические движения с их периодичностью. Следовательно, изучение периодичности современных движений может дать указание на возможное место и время начала интенсивных, необратимых тектономагматических явлений. Существенная интенсивность этих явлений в силу быстрого развития неустойчивости в закритической области неизбежно приведет к “завихренности” среды глубинных недр в соответствии с законами сохранения механики сплошной среды [4].

Далее, имеет место нелинейность процесса подготовки и развития катастрофических тектонических явлений, заключающаяся в том, что волновые движения не только предвещают, но и инициируют катастрофы. Действительно, волнообразный процесс, деформируя многократно и достаточно сложным образом сплошную среду глубинных недр, приводит к эффективному снижению упругих модулей и, тем самым, к понижению критического размера возмущений устойчивого равновесия до характерных размеров тектонической системы, т.е. до порога катастрофы как быстрого начального этапа необратимого развития. По-видимому, серия таких сценариев могла иметь место при образовании провальных структур Южного Каспия, Черного моря и Восточного Средиземноморья [4].

Отмеченная специфическая волновая природа предвещающих катастрофу явлений – признаков с непрерывным уменьшением их частоты – имеет место и в случае процесса подготовки землетрясений. Наблюдаемые явления всплеска слабой сейсмичности и ее затухание непосредственно перед землетрясением могут быть связаны с отмеченным выше уменьшением частоты волн по мере приближения геофизических параметров будущего очага землетрясения к катастрофическому порогу. Действительно, в таком случае наши сейсмические приборы начинают регистрировать предвещающие волны, когда они попадают в диапазон регистрации, а затем при дальнейшем снижении частоты в процессе приближения к неустойчивому равновесию, наступает сейсмическое “затишье”, т.е. волновые явления уходят из диапазона регистрации. В любом случае, этот прогностический волновой признак должен проявляться всегда, поскольку он является неотъемлемым элементом эволюции очага землетрясения к порогу неустойчивости, несмотря на всю кажущуюся хаотичность процесса подготовки землетрясения. Более того, обсуждаемый

волновой деформационный процесс, предваряющий землетрясение, может проявлять себя в виде других, замеченных ранее признаков различной физической природы: повышение уровня радона, изменения уровня воды в скважинах, электрические и электромагнитные явления и т.п. В связи с этим, необходимо отметить практически прямую регистрацию медленных волн, предваряющих землетрясения в Турции, через регистрацию сейшевых колебаний в Черном море [5]. Сейшевые колебания возбуждаются при этом резонансным образом, когда предваряющие землетрясения медленные, изменяющие свою частоту волны оказываются в нужном диапазоне частот.

К обсуждаемому здесь явлению относится также процесс распространения волн вдоль разлома, получивший в литературе название захваченных волн, и возникновения при этом неустойчивости скольжения обеих берегов разлома друг относительно друга [2]. При этом перед развитием неустойчивости наблюдается также уменьшение частоты этих волн.

Можно заметить, что аналогичный эффект уменьшения частоты сейсмоакустического фона наблюдался также перед горными ударами в шахтах и перед разрушением сплошности твердого тела при образовании и развитии магистральной трещины.

Ввиду важности обсуждаемого здесь явления волнового предвестника катастроф как с фундаментальной так и с прикладной точек зрения, сформулируем результат на уровне теоремы и приведем ее короткое доказательство. Именно, нетривиальное равновесие упругой системы означает, что решение соответствующей граничной задачи на равновесие для уравнений теории упругости должно привести к характеристическому уравнению $\Delta(k, q) = 0$, определяющему некоторое, конечное значение волнового числа $k_c = 2\pi/L_c$, т.е. равновесный размер L_c возмущений. Здесь q - один или несколько безразмерных параметров, зависящих от упругоплотностных характеристик системы. Вместе с тем, математическое исследование динамической задачи для той же самой упругой системы приводит к характеристическому уравнению, связывающему частоту ω и волновой вектор $k = 2\pi/L$ упруго колеблющейся системы $f(\omega, k, q) = 0$. Очевидно, что динамическое описание должно переходить в статическое в пределе очень медленных процессов, когда частота ω близка к нулю, т.е. $f(\omega, k, q) \rightarrow \Delta(k, q)$ при $\omega \rightarrow 0$. В этом пределе мы можем провести разложение вблизи $\omega = 0$, получив:

$$f(\omega, k, q) \approx \Delta(k, q) + \left. \frac{\partial f}{\partial \omega} \right|_{\omega=0} \omega + \left. \frac{\partial^2 f}{\partial \omega^2} \right|_{\omega=0} \frac{\omega^2}{2} \quad (1)$$

Для консервативной (без диссипации) системы второй член справа обращается в нуль. Тогда из (1) получаем:

$$\omega \approx - \Delta(k, q) / \left(\left. \frac{\partial f}{\partial \omega} \right|_{\omega=0} \right) \quad (2)$$

или для консервативной системы:

$$\omega^2 \approx -\Delta(k, q) / \left(\partial^2 f / \partial \omega^2 \right) \Big|_{\omega=0} \quad (3)$$

Поскольку $\Delta(k_c, q)=0$ (ввиду существования у системы нетривиального равновесия), то в соответствии с (2) или (3) $\Delta(k, q)$ в окрестности $k_c=2\pi/L_c$ как функция $k=2\pi/L$ будет иметь разный знак по обе стороны от k_c . Следовательно, всегда найдется мнимая часть ω , приводящая к экспоненциально растущему решению, с одной стороны, от k_c и колебательно-му (затухающему или нет) решению – с другой. Таким образом, приведенный простой, но достаточно общий математический анализ показывает, что в соответствии с физическими соображениями, система, обладающая нетривиальным (с $k_c \neq 0$) положением равновесия, будет проявлять колебательный характер движения по одну сторону от положения равновесия и неустойчиво необратимый – по другую.

Приведенное формализованное доказательство подкрепляет высказанное ранее утверждение [1]: если система имеет при некотором наборе характеризующих ее критических параметров положение неустойчивого равновесия, разделяющего области значений параметров, соответствующих устойчивому и неустойчивому состоянию системы, то в устойчивой области будут возникать волны, частота которых будет стремиться к нулю по мере приближения системы к критическому положению неустойчивого равновесия при конечных размерах волновых возмущений. Это утверждение о новом типе волн подытоживает приведенные выше рассуждения о прогностических волновых признаках быстрых катастрофических явлений.

Литература

1. Дубровский В.А. Тектонические волны и современные движения / Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геодинамика. Киев: Наук. Думка, 1988. 138 с.
2. Dubrovskiy V.A., Dieterich D. Wave propagation along faults and the onset of slip instability//EOS. 1990. V.71, №.17. P. 635–636.
3. Дубровский В.А. Тектонические волны//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. №1. С. 29-34.
4. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Кольцевые тектонические структуры // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 167–171. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
5. Нестеров В.В. Большебазовые лазерные интерферометры в геофизических исследованиях. Симферополь: Таврия, 1996. 284 с.

К тектонике осадочного бассейна Кораллового моря (Тихий океан)

Коралловое море расположено между Австралийским континентом на западе и островными дугами – Новогвинеидской, Соломоновых островов и Луизиада – на востоке и севере. Рельеф дна сложный, здесь находятся крупнейшие барьерные рифы, обширные поднятия и впадины. Наиболее крупными подводными поднятиями являются плато Квинсленд, Мерион и Новая Каледония, ограничивающие глубоководные впадины: Северную, Луайоте и Кеприкон. Характерным морфоструктурным элементом дна Кораллового моря являются глубоководные желоба на восточной и северной окраинах впадины, т. е. с внутренней стороны островных дуг.

Наиболее изученными морфоструктурами являются подводное плато Квинсленд в западной части моря, северная часть бассейна Кеприкон на юге и районы, примыкающие к центральному острову архипелага Новогвинеид (острова Санто, Малекула, междугловая впадина Аоба). Здесь пробурено более 20 скважин глубоководного бурения, кроме того нами произведено 56 драгирований подводных склонов Новогвинеидского желоба в 13-м рейсе на НИС «Академик Александр Несмеянов» (1988 г.). Центральные области акватории Кораллового моря изучены слабо, и о геологическом строении впадины Северной и Луайоте можно судить лишь по двум скважинам (210 и 286). Геологическое строение Новогвинеидской островной дуги изучено австралийскими учеными достаточно хорошо [2–4].

Докайнозойская история геологического развития Кораллового моря определяется его положением между Австралийской платформой и впадиной Тихого океана. Отрывочные сведения о строении фундамента на западном фланге впадины Кораллового моря свидетельствуют о том, что в пределах австралийского шельфа, континентального склона, а также подводных морфоструктур – плато Квинсленд и бассейна Кеприкон докайнозойские образования принадлежат краевой части Австралийской платформы. Фундамент состоит из блоков консолидированной континентальной коры палеозойского и позднемезозойского возраста.

Образование блоков произошло в результате вертикальных тектонических движений в период общего опускания и последующего заложения Коралловоморской впадины. Это обстоятельство, видимо, определило неровную поверхность докайнозойского ложа Кораллового моря. Наибольшей интенсивности блоковые опускания по глубинным разло-

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

мам достигают, по-видимому, на границе мела и палеогена и в палеоцене. Между австралийским шельфом и плато Квинсленд образуется глубоководный трог Таунсвилл. Весьма интересным является относительно стабильное положение области континентального склона со стороны Австралийской платформы в течение весьма длительного времени – от позднего миоцена до голоцена, о чем свидетельствует накопление турбидитовой формации, а затем и глинистой, причленяющихся к выступу континента по долгоживущему глубинному разлому.

К востоку (Северная котловина и впадина Луайоте) в раннем палеогене происходит интенсивное опускание территории будущего Кораллового моря. Тектонические движения сопровождались тектонической активностью с излияниями базальтов в раннем эоцене в подводных условиях. В это же время происходит заложение трогов на месте современных Соломоновых и Новогейбридских островов и о-ва Новая Каледония с излияниями толентовых базальтов и локальным формированием офиолитовых ассоциаций в приразломных зонах.

Дальнейшая история геологического развития впадины Кораллового моря, с одной стороны, и Новогейбридской островной дуги – с другой имеет заметные отличия, что выразилось в образовании характерных формаций.

В эоцен-олигоцене в пределах Коралломорской впадины, включая северный склон плато Квинсленд, происходило накопление преимущественно карбонатных и карбонатно-глинистых осадков платформенного типа (известково-доломитовая формация). В то же время в бассейне Кеприкон, Северной котловине и впадине Луайоте преобладало терригенное осадконакопление, что, вероятно, объясняется расположением этих морфоструктур в краевых частях Коралломорской впадины, вблизи поднятий, т. е. сравнительно близко от источников сноса. Здесь же отмечаются и значительные перерывы в разрезах на границе эоцена и олигоцена, а также внутри олигоцена.

На территории современной Новогейбридской островной дуги продолжались вулканические процессы с накоплением эффузивно-туфовой формации, установленной для позднего олигоцена – раннего миоцена. Предполагается значительный перерыв и угловое несогласие во временном интервале от среднего эоцена до позднего олигоцена (о-в Санто).

В олигоцене–плиоцене в пределах плато Мерин и Квинсленд и впадины Кораллового моря продолжалось карбонатное осадконакопление с увеличением количества глинистой составляющей в плиоцене. По-видимому, морской бассейн был сравнительно мелководным. В Северной котловине терригенное осадкообразование постепенно сменяется существенно глинистым. Во впадине Луайоте отмечен крупный перерыв от раннего миоцена до начала плиоцена, когда образуются мощные толщи глинисто-пепловой формации. Отсутствие пеплов в одновозрастных отложениях других областей Кораллового моря объясняется близо-

стью впадины Луайоте к островной дуге, где, вероятно, происходили наземные извержения вулканов.

В пределах Новогейбридской дуги сформировался островной архипелаг с действующими наземными вулканами. За счет этого продолжалось начавшееся в олигоцене накопление эффузивно-туфовой формации андезитового состава. На рубеже раннего и среднего миоцена в пределах крупных островов архипелага Новогейбрид отмечены крупные перерывы и несогласия, свидетельствующие об интенсивных тектонических движениях при продолжавшемся формировании островной дуги. Со среднего миоцена началась, по-видимому, морская трансгрессия, обусловившая накопление прибрежно-морских толщ органогенных известняков на о-ве Санто и во впадине Аоба, в то время как на месте о-ва Малекула формировались терригенные отложения (вплоть до плейстоцена). На островах Эфатэ и Бэнкс в плиоцене вновь проявилась вулканическая активность с накоплением лав и туфов андезитового состава.

В плейстоцене и голоцене характер осадконакопления в морском бассейне несколько изменяется в сторону преобладания глинистых осадков. Это свидетельствует о продолжающемся медленном опускании дна Кораллового моря. В центральной и северной частях котловины накапливается глинистая формация, тогда как в западной части продолжается начавшееся еще в плиоцене карбонатно-глинистое осадконакопление. В пределах мелководного шельфа Австралийского континента начинается образование Большого Барьерного рифа.

При драгировании западного и восточного склонов Новогейбридского желоба установлено сходство их геологического строения [1]. Сопоставление полученных материалов по составу и возрасту пород позволяет приблизительно судить о формациях, слагающих склоны желоба. На западном и восточном склонах развиты две сходные формации: эффузивно-туфовая базальтовая подводного происхождения и эффузивно-туфовая базальт-шошонитовая прибрежно-морская. Возраст базальтовой формации определяется по залеганию на ней известняков с микрофауной среднего эоцена, т. е. как доэоценовый. Базальт-шошонитовая формация имеет позднемииоценовый возраст (5,8 млн лет).

Осадочные формации в пределах желоба представлены: на западном склоне средне-позднеэоценовой морской терригенно-глинистой (частично фациально замещенной известняковой), позднемииоцен-раннеплиоценовой терригенно-глинистой и плейстоцен-голоценовой морской глинистой. На островодужном склоне терригенно-глинистой формации западного склона соответствует терригенная, более грубообломочная прибрежно-морская формация, залегающая также со стратиграфическим перерывом (от позднего эоцена до позднего миоцена). В позднем плиоцене на островодужном склоне происходило образование калькаренитовой формации (мелоподобные мергели), сходной с аналогичными образованиями плиоцена Западной гряды островной дуги (остров Санто). Взаимоотношения этой формации с более древними и молоды-

ми отложениями достоверно не установлены. Завершает разрез остро-
водужного склона плейстоцен-голоценовая глинистая формация, анало-
гичная развитой на западном склоне.

Характерным для Кораллового морского осадочного бассейна является
преимущественное накопление карбонатных и карбонатно-терригенных
отложений в сравнительно мелководных условиях выше уровня карбо-
натной компенсации на протяжении всего кайнозоя, начиная с эоцена.
Это обстоятельство, наряду с небольшими мощностями формаций, по-
зволяет отнести осадочный чехол к субплатформенному типу. Суммар-
ные мощности осадков морской впадины всего эоцена и миоцена варь-
ируют в пределах 1000–1600 м, а мощность плиоцен-четвертичных
формаций не превышает 110–400 м.

Ложе осадочного бассейна в палеозое и мезозое представляло собой
восточную окраину Австралийского континента. При столкновении Ав-
стралийской плиты с Тихоокеанской образовались расколы литосферы
на их границе, сопровождавшиеся в раннем эоцене активным основным
магматизмом и формированием в дальнейшем Новогвинеидской остров-
ной дуги, отделявшей на протяжении почти всего кайнозоя осадочный
бассейн Кораллового моря от Тихого океана.

Литература

1. Евланов Ю.Б. Структурно-формационный анализ кайнозойских образований // Геолого-
геофизические исследования в Ново-Гвинеидском регионе. Владивосток: ДВО АН СССР,
1990. С. 164–173.
2. Ash R., Camey J., Macfarlane A. Geology of the Efate and offshore Islands // New Hebrides Con-
dominium Geol. Surv. New Hebrides, 1978.
3. Greene G. New Hebrides Island Arc, Vanuatu // Executive Summary of Geology and Offshore Re-
sources of Pacific Island Arcs. U. S. Geol. Surv., 1983. P. 19–36.
4. Mallick D., Greenbaum D. Geology of Southern Santo // New Hebrides Condominium Geol. Surv.
Repts. 1977. № 3.

А.В.Ершов¹, А.М.Никишин¹, М.-Ф.Брунз², В.Спакман³

Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмотомографии

Численное моделирование упругого изгиба. Кавказская орогения
вступила в главную фазу в среднем миоцене. Начиная с этого времени,

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

² Университет Пьера и Марии Кюри, Париж, Франция.

³ Университет Утрехта, Нидерланды.

Предкавказье испытывало асимметричное погружение, которое хорошо описывается линией упругого изгиба литосферы под нагрузкой орогена. Эта модель применялась для большинства предгорных прогибов мира, но существуют некоторые разногласия относительно того, что понимать под «нагрузкой орогена». Чаще всего, под этим понимается нагрузка рельефа. Для Кавказа, однако, имеются прямые свидетельства против такой интерпретации. Наиболее глубокие части бассейна приурочены к восточной и западной оконечностям орогена, где высота гор невелика. В то же время Центральное Предкавказье, прилегающее к наиболее высоким горам, напротив, воздымается. Таким образом, нагрузка рельефа не может служить причиной изгиба литосферы и погружения бассейна.

Мы рассчитали изгиб литосферы и гравияномалии для пяти профилей, ортогонально пересекающих различные сегменты Большого Кавказа, под действием различных видов нагрузки: утолщение коры (коровые корни орогена), утолщение мантийной части литосферы (литосферные корни орогена), термальная нагрузка, интрузии, фазовые переходы. Наилучшее согласие с наблюдениями дали два из них: изменение мощности коры и литосферы. Причем допускалось, что изменение мощности литосферы может быть как положительным, так и отрицательным, так как литосферные корни могут «растаять» или оторваться. Утолщение коры приводит к увеличению плавучести литосферы; утолщение мантийной части литосферы, которая холоднее и, следовательно, тяжелее подстилающей ее астеносферы, утяжеляет литосферу и уменьшает ее плавучесть.

Полученные результаты показывают, что: 1) нагрузка рельефа не дает объяснения наблюдаемой конфигурации бассейна и гравияномалий ни для одного из моделированных профилей; 2) нагрузка литосферных корней является основным видом нагрузки в краевых частях орогена и, следовательно, главной причиной погружения прилегающих бассейнов; 3) отрыв литосферных корней (принимая во внимание наличие коровых корней) является главной причиной подъема Центрального Кавказа и прилегающих областей Предкавказья. Таким образом, рельеф не является главным фактором, определяющим погружение среднемиоцено-четвертичного прогиба Предкавказья, а всего лишь следствием изменения геометрической структуры литосферы, т.е. возникновения и удаления литосферных корней, утолщения коры и т.д.

Можно обрисовать следующую схему эволюции орогена с прилегающими предгорными прогибами: на первых этапах коллизия приводит к возникновению значительных литосферных корней, которые, будучи положительной нагрузкой, приводят к погружению предгорного прогиба, при незначительных высотах гор; в дальнейшем литосферные корни удаляются в результате либо простого прогревания, либо механического отрыва, и это приводит к значительному воздыманию гор и некоторому «разгибанию» бассейна.

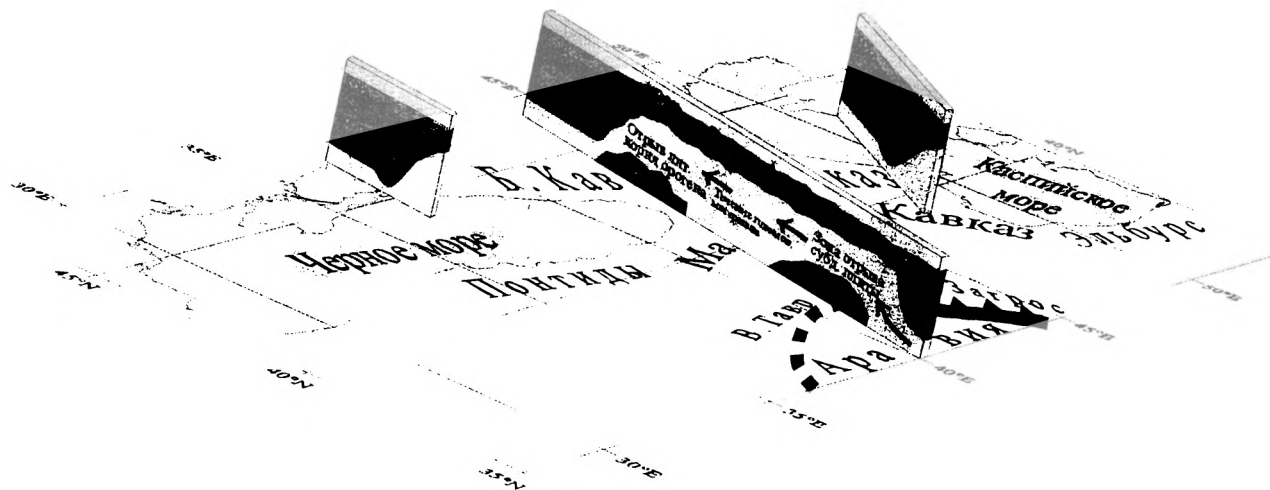
Отрыв литосферного корня по данным сейсмотомографии. Важную информацию о геодинамике региона может дать сейсмотомография. Мы использовали сейсмотомографическую картину мантии, полученную группой В. Спакмана [2].

Данные сейсмотомографии подтверждают высказанную на основании результатов численного моделирования гипотезу отрыва литосферного корня под центральной частью орогена Большого Кавказа и наличия корней под западной и восточной его конечностями. Мантия непосредственно под центральной частью орогена Большого Кавказа значительно «разогрета», и в то же время ниже, в низах верхней мантии (300–500 км), видно скопление «холодного» материала изометричной формы, который мы интерпретируем как оторвавшийся литосферный корень орогена. Под восточной и западной конечностями Большого Кавказа мантия «холодная» от поверхности вплоть до глубин 300–400 км. Схема, иллюстрирующая строение верхней мантии исследуемого региона показана на рис. 1.

Кроме вышесказанного, следующие основные выводы также могут быть сделаны на основании интерпретации сейсмотомографических данных.

Строение тетической зоны субдукции. Отрыв погружающейся плиты. Субдуцирующая плита, проникающая сквозь границу верхней и нижней мантии, прослеживается в районе Эгейской вулканической дуги. Недавно образовавшаяся зона субдукции прослеживается в районе Кипра, к северу, в низах верхней мантии, видна погрузившаяся в мантию плита предположительно более древнего возраста. На основании этих данных, можно предположить миграцию зоны субдукции к югу после аккреции континентального террейна (включающего о-в Кипр). Глубоко проникающая погружающаяся плита прослеживается от поверхности до нижней мантии под Загросом, к югу от Каспийского моря. Под Восточным Тавром, между Кипром и Загросом, зона субдукции отсутствует. При этом, геологические данные однозначно свидетельствуют о том, что субдукция здесь имела место. Кроме того, погружающаяся плита видна к западу и к востоку. Все это говорит о том, что здесь произошел отрыв погружающейся плиты. Предположительно, оторвавшаяся субвертикальная плита видна от глубин 300–400 км и ниже, вплоть до глубин более 1000 км. Можно предположить, что отрыв плиты произошел после начала континентальной коллизии Аравии и Евразии. Время отрыва может быть приблизительно определено как 11 млн лет (это время региональной реорганизации кинематики плит, активизации ряда разломов, быстрого регионального воздымания Закавказской плиты и крупномасштабного вулканизма Армянского плато).

Течение горячего плюмового материала через верхнемантийное «окно» в субдуцирующей плите. Верхняя мантия (100–200 км) под Кавказом, Турцией и Ираном в целом горячая.



Схема, иллюстрирующая строение верхней мантии в исследуемом регионе и причины погружения Предкавказского прогиба на современном этапе

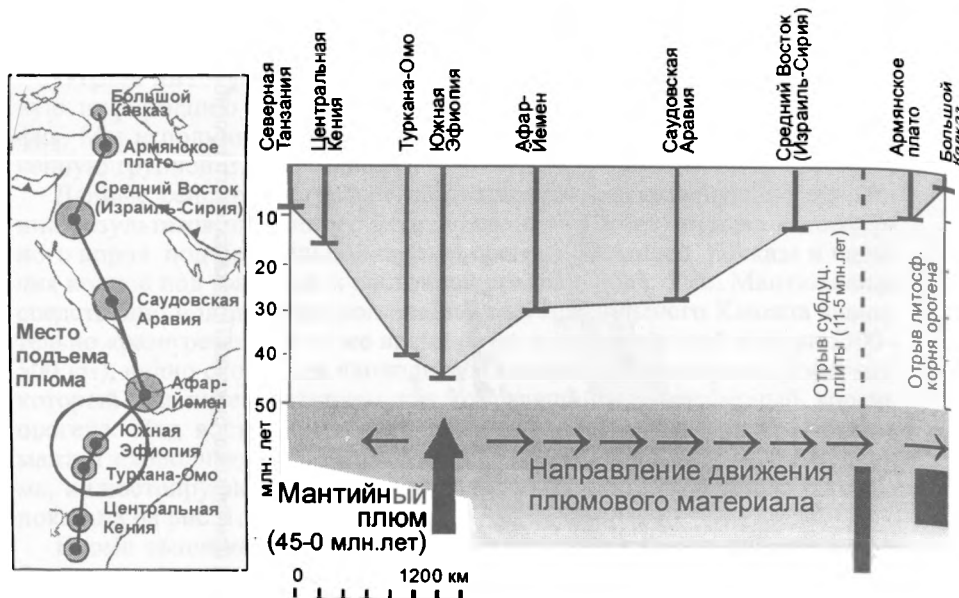


Рис. 2. Хронологическая диаграмма горячего верхнемантийного течения пояса Милановского на основании датировок крупномасштабного вулканизма

Горячий пояс в верхней мантии может быть прослежен от Восточной Африки до Армении. В дальнейшем мы будем называть его поясом (или линией) Милановского в честь Е.Е. Милановского выделившего в 60-х годах «Транскавказскую зону поперечных поднятий» приблизительно соответствующую области горячей верхней мантии. На юге пояс Милановского соприкасается с Восточно-Африканским плюмом. Мы интерпретируем пояс Милановского как верхнемантийное течение горячего плюмового материала, определяемое рельефом нижней границы литосферы. Хронология латерального распространения этого течения может быть прослежена по датировкам крупномасштабного вулканизма вдоль пояса Милановского (рис. 2).

Верхнемантийный горячий пояс Милановского пересекает холодный субдукционный пояс Тетиса (Эгейское море – Кипр – Загрос) в районе Восточного Тавра (Курдистан), в месте отрыва субдуцирующей плиты. Геологические данные свидетельствуют о начале крупномасштабного вулканизма в Закавказье со среднего миоцена на фоне регионального воздымания. Изотопные данные свидетельствуют о наличии в вулканиках примеси нижнемантийного (плюмового) материала. Наиболее вероятным каналом, соединяющим этот регион с плюмом, является горячий пояс Милановского. Мы предполагаем, что после отрыва плиты, произошедшего в результате столкновения Аравии и Евразии, горячий материал Восточно-Африканского плюма через образовавшееся верхне-

мантийное «окно» проник в исследуемый регион и послужил причиной вышеописанных явлений. Возможно также, что это течение вызвало отрыв литосферного корня Центрального Кавказа и вулканизм в этом районе, который также имеет малую нижнемантийную составляющую.

Литература

1. Ershov A.V., Brunet M.-F., Korotaev M.V., Nikishin A.M., Bolotov S.N. Late Cenozoic burial history and dynamics of the Northern Caucasus molasse basin: Implication for foreland basin modelling // *Tectonophysics*. 1999. V.313. P. 219–241.
2. Bijwaard H., Spackman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geophys. Res.* 1998. V.103. P. 30055–30078.

В.А.Зайцев¹, Ю.А. Морозов², В.Н. Шолпо²

Структурно-кинематический анализ деформаций рифейского комплекса полуостровов Рыбачий и Средний

Комплекс пород верхнего рифея полуостровов Рыбачий и Средний принимает участие в строении двух крупных геоструктурных зон, составляющих северо-восточную окраину Восточно-Европейской платформы: собственно перикратонной периферии платформы и Варангер-Тиманского пояса байкалитид. Зоны разделяются крупным и протяженным тектоническим швом глубинного заложения, который именуется линеаментом Троллфиорд–Рыбачий–Кильдин и проходит как раз между двумя полуостровами, определяя край платформы. Этот комплекс пород достаточно полно изучен в формационном и литостратиграфическом отношении и, в гораздо меньшей степени, в структурно-геологическом. Вероятно, отчасти в силу этого доминирует представление о том, что тектонические деформации здесь проявлены слабо, а наблюдающиеся дислокации имеют преимущественно подводно-оползневой, конседиментационный характер. Не отвергая наличия и даже широкого развития последних, отметим, что проведенные структурно-геологические исследования указывают на вполне закономерное и взаимосвязанное проявление в объеме толщ многих структурных элементов, свидетельствуя о тектоническом их происхождении в достаточно определенной геодинамической обстановке. В этих исследованиях был использован комплексный подход, включающий: детальное структурно-вещественное картирование отдельных участков, структурно-парагенетический и

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

² Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия.

кинематический анализ деформаций, дешифрирование по аэроснимкам разрывно-линеamentной сети с их полевым изучением, статистический анализ трещиноватости и кинематический анализ борозд скольжения. Кроме того, изучались наиболее поздние, как правило, хрупкие, деформационные структуры и жильная минерализация в архейском комплексе побережья с целью их корреляции с дислокациями полуостровов Рыбачий и Средний.

Исследования показали, что деформационные структуры тектонической природы в толщах рифея развиты не повсеместно, а вполне закономерно локализованы и связаны прежде всего с проявлением активности линеamentного шва, разделяющего полуострова, и сопряженных с ним нарушений. Сама шовная зона, падающая на северо-восток под углами 60° – 70° , имеет мощность в десятки метров и сложена брекчиями и окварцованными тектонитами по терригенным породам, уровень преобразования которых достигает низов зеленосланцевой фации. Вдоль северо-восточного побережья п-ова Средний, в зоне, примыкающей с юга к этому разлому, выявляются системы субпараллельных ему, оперяющих разрывных нарушений, для которых устанавливаются надвиговые (в сторону материка) и, одновременно, левостдвиговые компоненты смещения, проявленные на ранней стадии эволюции. Они пересекают полого падающие к северо-востоку слоистые толщи, которые развальцованы, брекчированы и складчато-деформированы лишь непосредственно около самих нарушений. К этой же системе надвигов, вероятно, следует отнести и контакт между кильдинской и волоковой сериями, который не только обладает чертами литоформационного несогласия, но и имеет определенные признаки углового и структурного несогласия. Именно к этой границе приурочены интенсивные локализованные складчатые деформации верхних горизонтов кильдинской серии, затрагивающие не только общую слоистость толщ, но и их косую слоистость. Вдоль осевых поверхностей этих складок развивается дробная плитчатость и линзоватость, субпараллельные поверхности контакта. Сам контакт, пологий в центральной части полуострова, становится круче при приближении к шовной линеamentной зоне. Признаки надвигового перемещения толщ в юго-западном направлении устанавливаются и по многим поверхностям слоистости, что фиксируется отчетливыми зеркалами и бороздами скольжения. В базальной толще кильдинской серии, ближе к контакту с археем, происходит явное нарастание дробной плитчатости пород, субпараллельной слоистости или ориентированной под острым углом к ней, что может быть также связано с субпослойной надвиговой компонентой смещений.

На п-ове Рыбачий устанавливается картина, зеркально противоположная этой. При общем пологом падении толщ к северо-востоку, в них периодически встречаются падающие к юго-западу поверхности разрывных нарушений с отчетливой надвиговой компонентой северо-восточного направления. Мощным картируемым нарушением этой сис-

темы является так называемый Майнаволоцкий надвиг, разделяющий образования эйновской серии и скорбеевской свиты в северо-западной части полуострова. Поверхность сместителя этого крупного нарушения довольно полого (35° – 40°) погружается к югу и отмечена интенсивным развальцеванием и тектонизацией пород, локализацией в его бортах тесно сжатой асимметричной по морфологии мелкой складчатости, асимметрия и ориентировка шарниров которой как раз указывают на надвигание с юга толщ кильдинской серии на образования скорбеевской свиты. В совокупности все эти разрывные нарушения Рыбачего и Среднего образуют отчетливую дивергентно-верную систему (с осевым магистральным линеamentом Тролльфиорд–Рыбачий–Кильдин) типа структуры «пальмового дерева», характерную для зон транспрессии. Уже упомянутая левосдвиговая компонента вдоль этой зоны отмечена в асимметричном, “S”-образном в плане, складчатом развороте толщ на п-ове Рыбачий и зарождением мелких прямых складок север-северо-западного простирания (F_1). На это же указывает положение первой плоскостной текстуры, секущей слоистость – кливажа осевой поверхности (S_1), несколько развернутого относительно простирания линеамента по часовой стрелке. В соответствии с левосдвиговой кинематикой смещения группируются в кулисные ряды многочисленные трещины отрыва, заполненные кварц-кальцитовым материалом с галенит-сфалеритовой минерализацией.

Другие структурные данные свидетельствуют о проявлении еще и второй стадии тектонической эволюции транспрессивной шовной зоны, которая характеризовалась сменой знака сдвигового смещения. Правый сдвиг привел к формированию системы прямых складок субширотного простирания (F_2), которые наиболее отчетливо проявлены в участках, сопряженных с магистральной шовной зоной. Их интерференция с прямыми складками первой генерации привела к образованию пологих брахиформных складчатых структур, столь характерных для рассматриваемых толщ рифея. Многочисленные, оперяющие магистральную шовную зону правосдвиговые нарушения субмеридионального простирания, сформированные на второй стадии, являются существенным элементом интегральной линеamentно-разрывной сети.

Выявленные особенности строения, кинематики и стадийности тектонической эволюции рассматриваемого комплекса рифея отразились и на трещиноватости пород, характеризующейся определенной и вполне закономерной упорядоченностью. Так, диаграммы распределения трещиноватости в пределах п-ова Средний позволяют говорить о трех наиболее часто встречающихся системах трещин: 1) система А, северо-западного простирания, с крутыми углами падения к северо-востоку; 2) система В, северо-восточного простирания, также с крутыми углами падения; 3) система С – трещины, субпараллельные поверхностям напластования с пологим (10 – 15°) северо-восточным падением. Такое простое строение диаграмм трещиноватости нарушается лишь ближе к северо-восточному побережью полуострова, в зоне динамического влияния

разрывного нарушения Троллфиорд–Рыбачий–Кильдин. Там появляется большое количество мелких максимумов, сильно затрудняющих выделение преобладающих направлений. Зато именно здесь фиксируется максимальное количество борозд скольжения. Интересно отметить, что большая часть трещин со следами смещений явно не тяготеет к статистическим максимумам трещиноватости. Такое соотношение обычно имеет место в областях с активным растяжением. Проведенная интерпретация кинематики выявленных перемещений по трещинам, опирающаяся на представлении о квадрантах сжатия и растяжения, восстанавливает две главные ориентировки осей напряжений, вызвавшие эти перемещения. Это северо-западное растяжение, при субвертикальном положении оси сжатия, и юг-юго-западное растяжение, также при субвертикальном положении оси сжатия.

На перешейке между полуостровами Средний и Рыбачий трещиноватость характеризуется средней густотой и хорошей выдержанностью ориентировок. Диаграммы показывают наличие тех же трех систем – А, В и С, что и на п-ове Средний, но добавляется еще одна система – G, максимум которой имеет азимут падения 30° при угле 70° . Эта система трещин наиболее четко устанавливается в непосредственной близости к зоне разрыва Троллфиорд–Рыбачий–Кильдин и постепенно исчезает по мере удаления от нее. По-видимому, она располагается субпараллельно плоскости сместителя этого нарушения.

На п-ове Рыбачий характер трещиноватости оценивался преимущественно в его западной части. Здесь она отличается значительно более сложным пространственным распределением, но при этом также выделяются системы А, В и С, и кроме того - система трещин D, максимум которой имеет азимут падения 260° , угол 70° . Борозды скольжения здесь значительно более тесно связаны с максимумами распределения трещиноватости, а кинематика перемещений свидетельствует о преобладании взбросо-сдвиговых подвижек. Ориентировка осей напряжений здесь заметно более сложная: в качестве преобладающего можно выделить северо-восточное простираие оси сжатия, при неустойчивом положении оси растяжения и промежуточной оси.

Таким образом, и в системах трещиноватости полуостровов Рыбачий, Средний можно уловить дивергентно-верный характер распределения, созвучный разрывно-линеamentной системе. Общим является и взбросово-сдвиговый тип кинематики перемещений при северо-восток–юго-западной ориентировке оси сжатия. Такая кинематическая ситуация в целом близка условиям транспрессии. Выявленная обстановка растяжения в северной части п-ова Средний может отражать переиндексацию осей напряжения при смене знака смещения по магистральной шовной зоне, или же самостоятельную, более позднюю стадию деформации.

Многие из элементов транспрессивного структурного парагенеза, установленные в комплексе рифей полуостровов Рыбачий и Средний являются и в прибрежных толщах архея. Они обладают близкими про-

странственными ориентировками, такой же кинематикой и общей жильной минерализацией кварц-кальцитового состава с галенит-сфалеритовым оруденением. Это позволяет говорить о едином тектоническом развитии рифейского перикратонного прогиба и краевой части Русской плиты в байкальскую эпоху тектогенеза.

Выявленные стадии деформаций позволяют с новых позиций рассмотреть этапность структурообразования района геопространства Кольской сверхглубокой скважины.

Работа выполнена при поддержке гранта, проект № 00-05-64127, в рамках Проекта 408 Международной программы по геологической корреляции ЮНЕСКО и Федеральной целевой программы "ИНТЕГРАЦИЯ".

С.М.Зверев¹

Некоторые проявления глубинных процессов во фронтальной зоне Кипрской дуги

Накопление экспериментальных геолого-гефизических данных для Восточного Средиземноморья, в том числе по проекту ТЕТИС, ярко показало существенные отличия фронтальной зоны Кипрской дуги от прилегающих акваторий. В отличие от предшествующих, выполненные недавно исследования характеризуются широким комплексом методов, высокой детальностью, точностью координат и глубин, что позволяет от гипотетических выводов перейти к обоснованным конкретным построениям и тектоническим реконструкциям. Обработка данных тяжелых методов (ГСЗ, МОГТ) по разным причинам задержалась, и освоение всей совокупности результатов только начинается.

Детальные исследования КМПВ–ГСЗ на наземно-морских профилях вокруг о-ва Кипр со взрывами и пневмоисточниками дали много информации о скоростях и структуре границ в рыхлых и плотных осадках, о рельефе и скоростях в фундаменте, а также дали оценки структуры всей коры. Как правило, получается сложная и изменчивая картина, однако она оказывается закономерно связанной с независимыми данными о рельефе, геологическом строении, с геофизическими полями, сейсмичностью и т.п., что говорит о глубинных источниках разнообразных отмеченных особенностей.

Анализ свойств сейсмических волновых полей с весьма приближенным учетом геологической информации позволяет качественно наметить некоторые наиболее значительные элементы вероятных глубинных разрезов. Отличия от континентальной коры (по-видимому, свойствен-

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

ной Африканской платформе), начинают проявляться в полосе шириной 50–100 км южнее фронта Кипрской дуги (считая за фронт наиболее существенные линейменты рельефа морского дна, сопровождаемые появлением сейсмичности). В этой полосе отмечена изменчивость величин сейсмических скоростей в плотных осадках, меняющихся в пределах 1 км/с относительно величины 4,5 км/с, свойственной галогенной мессинской толще. Для фундамента, залегающего на глубинах от 2–3 до 10–12 км, характерны многочисленные разломы, разбивающие его на блоки. Граничные скорости фундамента необычно высоки – около 7 и даже до 7,6 км/с. Строение коры своеобразно. От континентальной его отличают высокие скорости в фундаменте. Последние ближе к скоростям в океанической коре, однако в океанических котловинах для фундамента характерны скорости 6,7 км/с, т.е. заметно меньшие. По общей тощине кора здесь также заведомо не океаническая, так как соответствующие волны от границы М не наблюдаются.

С приближением к подводному цоколю о-ва Кипр картина меняется. Наиболее контрастные изменения отмечаются на склоне цоколя, где, вероятно, проходит линия (узкая полоса) фронта схождения глобальных структур. К этому месту приурочено появление сейсмоактивной зоны, и здесь сейсмичность особенно высока. Вблизи основания склона установлены узкие прогибы (шириной 10–15 км), в которых исчезает слой плотных осадков, и рыхлые осадки со скоростями менее 3,0–3,5 км/с залегают прямо на фундаменте. Для фундамента при подходе к склону цоколя отмечены весьма крупные разломы, блоки меняют наклон и начинают подниматься в сторону острова. В местах смены наклона фундамента появляются элементы границ, сопряженные с поднимающимися блоками, но падающие на глубину. Можно полагать, что эти элементы границ связаны с верхней частью падающей на глубину (субдуцирующей?) мощной толщи.

Полученная картина может быть связана с тем, что при сейсмических исследованиях легко можно наблюдать волны от поднимающихся слоев. При их падении можно видеть только волны от пологой части слоя, а при увеличении крутизны падения волны (преломленные и отраженные) уходят на глубину и на поверхности не регистрируются. Указанные особенности сейсмического волнового поля с локальными вариациями закономерно повторяются на профилях, расположенных южнее и восточнее о-ва Кипр.

Весьма приближенно можно представить себе следующую общую картину. При подходе к фронту Кипрской дуги с юга отмечается широкая полоса, в которой кора преобразована и фундамент представлен специфическими породами со скоростями около 7 км/с. Фундамент и плотные осадки в этой полосе испытали значительные нарушения, но в последнее время эта зона не активна. Склон цоколя о-ва Кипр представляет собой границу современной активной зоны. У основания склона узкие депрессии, заполненные рыхлыми осадками, могут быть образова-

ны засасыванием их при погружении (субдукции) подстилающих слоев. У основания склона начинается активный участок, продолжающийся на север, где выделены поднимающиеся блоки фундамента, по-видимому, сопряженные с субдуцирующими слоями. Вероятно, эти поднимающиеся слои выходят на дневную поверхность в виде офиолитового массива на о-ва Кипр.

Элементы структур, выделенных по сейсмическим волновым полям при ГСЗ, находятся в определенном соотношении с рельефом дна, независимыми сейсмическими данными НСП и МОГТ, распределением очагов землетрясений и поведением аномалий гравитационного и магнитного полей, что позволяет их картировать на всю площадь. Однако соотношение между данными разных методов не одинаково для разных участков наблюдений, что говорит о весьма сложной трехмерной структуре Кипрской дуги.

Выполнить точную количественную интерпретацию совокупности данных разных методов весьма затруднительно в связи с исключительной сложностью рассматриваемой зоны, значительно отличающейся от наиболее распространенных интерпретационных моделей, развитых сейчас в сравнительно простых вариантах отдельно для разных методов. В то же время, выполнение не строгих решений, использующих в качестве первых приближений наиболее вероятные по геологическим данным модели (подобные рассмотренным выше), позволит вовлечь в геологическую интерпретацию массивы экспериментальных сейсмических данных, не достаточные для формальных точных решений (в рамках предположений, далеко не всегда очевидных с геологической точки зрения), однако представляющих объективную информацию о глубинной структуре.

Т.К.Злобин¹, А.О.Бобков², Л.М.Злобина³

Распределения скоростей Р-волн в верхней мантии южной части Охотской литросферной плиты

Изучение скоростных особенностей верхней мантии было выполнено нами по разработанной и предложенной впервые методике на основе изучения времен прохождения прямых волн от глубокофокусных землетрясений. Это позволило получить распределение скоростей продольных и поперечных волн, а также коэффициента их отношения на разных

¹ Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН; Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск, Россия.

² Сахалинская опытно-методическая партия ГС РАН, Южно-Сахалинск, Россия.

³ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия.

глубинах до 400 км. На основе этого мы построили для разных глубин схемы распределения скоростей и разрезы скоростей. В качестве примера приводится схема распространения скоростей продольных волн (V_p) для глубин 300 км (рис. 1) и разрез скоростей по профилю II желоб-материк (рис. 2).

Основные особенности распределения скоростей в плане следующие (см. рис. 1)

Схема V_p . Изолинии средней скорости продольных волн (V_p) до глубин 300 км имеют сложную форму (см. рис. 1). Значения скорости на этих глубинах в исследуемом регионе под Охотской литосферной плитой варьируют от 7,8 до 8,4 км/с. В среднем, на большей части изученной площади она равна 8,2 км/с. Под южной частью Охотского моря в его западном обрамлении скорость продольных волн составляет в верхней мантии на глубине 300 км в основном 8,0 км/с. Под центральной частью Охотского моря, до п-ова Камчатка, в верхней мантии на этих глубинах вплоть скорости продольных волн имеют повышенные относительно вышеописанной величины значения (до 8,2–8,3 км/с). Эта область соответствует поднятию фундамента осадочного чехла в районе возвышенности Академии наук СССР и Института океанологии. К востоку площади изолинии скорости Р-волн в верхней мантии вытягиваются параллельно Большой Курильской гряде и имеют пониженные значения. Непосредственно под островной дугой V_p имеет значения 7,8–8,0 км/с, т.е. ниже средних, а восточнее, с океанской стороны – даже до 7,6 км/с. При этом, наиболее пониженные скорости ($V_p = 7,6$ км/с) устанавливаются под Курильскими островами Парамушир, Симушир и северной частью о-ва Кунашир ($V_p = 7,8$ км/с).

Область повышенных значений V_p (до 8,2–8,3 км/с) отвечает поднятиям – Академии наук СССР и Института океанологии (возвышенности АН СССР). Это, видимо, говорит о некотором соответствии структур в верхней части земной коры и физических параметров верхней мантии. Локальные области пониженных значений V_p (до 7,8 км/с) отмечаются в областях верхней мантии, отвечающих на поверхности акваториям Охотского моря в 50–60 км юго-западнее Тонино-Анивского полуострова Сахалина и в 100 км южнее п-ова Терпения. Локальные пониженные значения V_p (до 7,7–7,4 км/с) также отмечаются в 30 км северо-восточнее мыса Сиретоко (в восточной части о-ва Хоккайдо) и, соответственно, в 50 км северо-западнее о-ва Кунашир. Первая из этих областей отвечает в структурах дна Охотского моря западной окраине Курильской глубоководной котловины. Это может говорить о наличии на глубинах 300 км в верхней мантии под западной частью Курильской глубоководной котловины областей частичного плавления.

Разрез V_p . Рассмотрение выявленных скоростных особенностей по разрезу показывает следующее (см. рис. 2). Изолиний скорости Р-волн на глубинах от 100 до 400 км в районе 400–600 км профиля, т.е. под центральной частью поднятия Академии наук СССР, имеют относительно

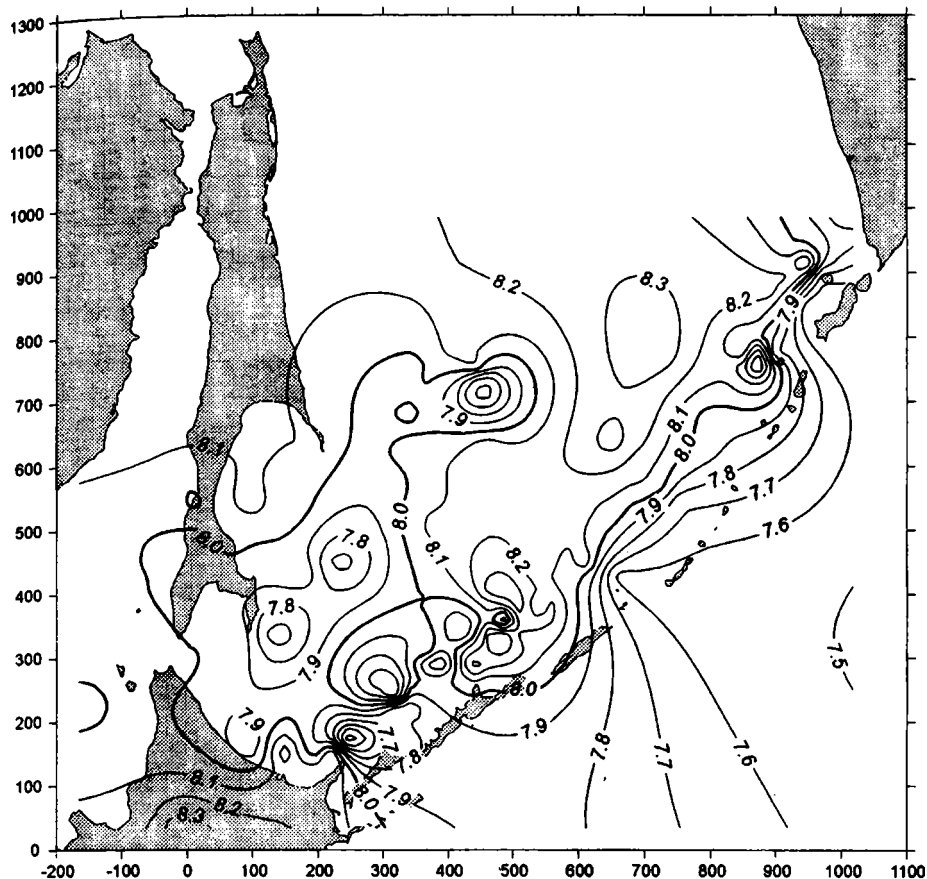


Рис. 1. Схема V_p Южной части Охотской литосферной плиты

горизонтальное положение. К глубинам 150 км эта область расширяется до 300 км профиля на западе и 650 км – на востоке. В обе стороны от вышеназванной области наблюдается завал изолиний, аналогичный столообразной характеристике сейсмических приборов. Наиболее ярко это выражено в юго-восточном направлении. Здесь, от 650 км профиля в сторону Центральных Курил (при общем повышении V_p в мантии с глубиной), от глубин 200 км и более наблюдается уменьшение скорости относительно значений V_p на тех же глубинах остальной части профиля. Например, так, если на глубине 200 км под присахалинским глубоководным шельфом скорость V_p составляет 8,0 км/с, то под о-вом Матуа на Курилах – 7,6 км/с, а на глубинах 400 км, соответственно, 8,3 км/с –

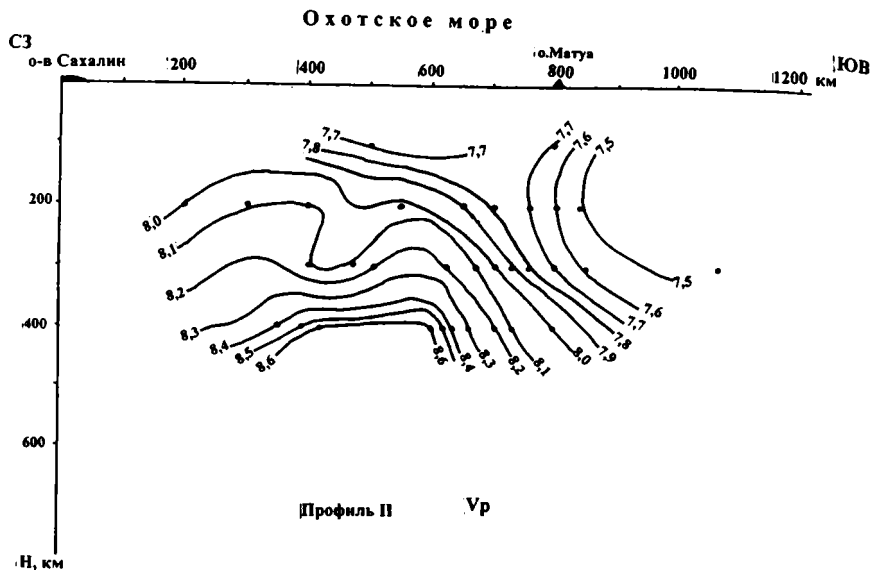


Рис. 2. Скоростной разрез верхней мантии по профилю II Глубоководный желоб Курильская дуга (о-в Матуа)—Охотское море — о-в Сахалин

на западе профиля и 7,9–7,7 км/с — на востоке, под Курилами. В то же время, на глубинах около 100 км таких различий нами не установлено и $V_p=7,7$ км/с.

Аналогично наблюдается завал изолиний в северо-западной части профиля. Т.е. под восточным шельфом о-ва Сахалин также наблюдается уменьшение скорости, правда в меньшей степени, чем под Курильскими островами. Таким образом, можно констатировать, что в верхней мантии под островами V_p понижается, причем более сильно — под Курилами. Исходя из известной зависимости скорости сейсмических волн от агрегатного состояния вещества, можно предположить, что в верхней мантии под восточной окраиной Охотской литосферной плитой в районе Центральных Курил (о-в Матуа) находятся частично расплавленные породы. По-видимому, это и объясняет сравнительно низкую сейсмичность в течение долгого времени Центральных Курил относительно флангов дуги. При этом отметим, что зона таких пород, видимо, круто падает от 650 км профиля на юго-восток.

Изучение глубинного строения земной коры Охотской литосферной плиты

Охотская литосферная микроплита находится на стыке четырех больших и крупнейших литосферных плит Земли: Тихоокеанской, Евразийской, Китайской и Северо-Американской. Этот сегмент Земли является, как известно, зоной перехода от Евразийского континента к Тихому океану. Значение региона для изучения важнейших тектонических процессов в литосфере и верхней мантии известно. В результате последних работ мы начали исследования тектонического положения Охотской литосферной плиты, ее границ [3], глубинного строения [1,2], физических параметров (скоростей волн и их соотношения), а также особенностей динамики недр на границах плиты. Последнее, как известно, проявляется в мощных, а в последнее время и катастрофических землетрясениях на Сахалине и Курилах.

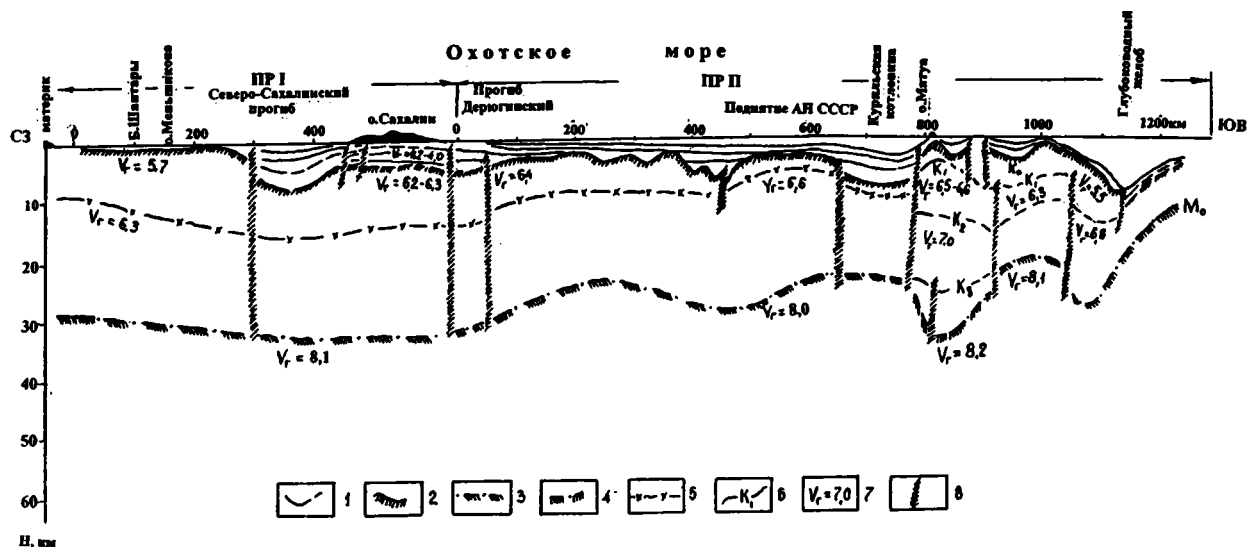
В результате выполненных исследований МОВЗ, ГСЗ, МОВ ОГТ [1,2; и др.], на акваториях Охотского моря и островах Курильского геодинамического поднятия в пределах Охотской литосферной плиты нами были построены глубинный сейсмический разрез земной коры и структурная схема осадочного чехла Охотской литосферной плиты. При этом, глубинный разрез был построен в субширотном направлении через всю плиту от Курило-Камчатского желоба, через Курильскую островную дугу (о-в Матуа), о-в Сахалин (в северной части) и далее на запад до Евразийского материка (рисунок). Основные особенности строения земной коры по данному профилю выражаются в следующем.

Мощность земной коры Охотской плиты на большей части равна 25–29 км. При этом максимальная мощность коры установлена в западной части под о-вом Сахалин и в восточной части – под Курильской островной дугой. Она достигает здесь, соответственно 33 км и 31 км. Минимальная мощность коры – 10 км без водного слоя – на юго-восточном окончании профиля под акваториями Тихого океана и 20 км – под восточной частью антиклинального поднятия Курильской дуги в 150–200 км восточнее о-ва Матуа.

Мощность нижнего «базальтового» слоя (называемого по классификации В.В.Белоусова и Н.И.Павленковой, гранулит-базитовым слоем) составляет в среднем около 20 км. При этом максимальная мощность этого слоя по профилю (до 19 км) устанавливается непосредственно под Большой Курильской грядой (на данном профиле – под о-вом

¹ Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН; Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск, Россия.

² Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия.



Глубинный сейсмический разрез земной коры по профилям I и II через Охотскую литосферную плиту по направлению Курило-Камчатский желоб – Курилы (о-в Сахалин) – Охотское море – о-в Сахалин – Евразийский материк

1 – сейсмические границы, построенные по данным МОВ ОГТ; 2 – кровля консолидированной коры (акустический фундамент) по данным МОВ ОГТ и ГСЗ; 3, 4 – подошва земной коры по данным ГСЗ (3) и МОВЗ (4); 5 – сейсмическая граница по данным ГСЗ, связываемая с кровлей нижнего (гранулитобазитового) слоя; 6 – сейсмические границы по данным МОВЗ; 7 – границы скоростей; 8 – разломы.

K_0-K_3 – сейсмические границы в земной коре по данным МОВЗ

Матуа), а минимальная (7 км) – на самом юго-восточном окончании профиля, в Тихом океане на приокенаническом склоне желоба.

Мощность **гранитно-метаморфического** (гранито-гнейсового и гранулитогнейсового) слоя составляет: до 14 км – под континентальным шельфом материка; 9–11 км – под северным Сахалином; 4–9 км – под Охотским морем и до 9–15 км (соответственно, без учета и с учетом верхнего слоя пород островодужного комплекса) под о-вом Матуа.

Мощность **осадочного слоя** в пределах Охотской литосферной плиты имеет максимальное значение (до 6–8 км) в прогибах Тинро, Шелихова, Дерюгина и в Курильской глубоководной котловине, а минимальное значение (до 0,5–2,0 км) – на Центрально-Охотском своде, поднятиях Соболевском, Большерецком, Академии наук СССР и Института океанологии. В целом их оконтуривает изогипс 2,0 км.

На разрезе по рассматриваемому профилю I (см. рисунок) видно, что акустический фундамент (подошва осадочных отложений) прогибается до 8 км под Курильской глубоководной котловиной, образуя здесь депрессию в форме трога, ширина которого в основании около 400 км. Западнее котловины под поднятием Академии наук СССР, фундамент воздымается до глубин 2–5 км, образуя два куполообразных поднятия, разделенных прогибом. Поведение этой границы на склонах Курильской островной дуги различно. На западном склоне она воздымается с глубин 8 км до 3 км, а на восточном опускается с 2 км у подножия дуги до 8–9 км – в глубоководном желобе. При этом мощность подстилаемых ею образований на западном склоне дуги сокращается с 5 до 1 км, а на восточном – сравнительно постоянна и равна в среднем 1 км. В целом, можно отметить, что фундамент осадочного чехла (кровля консолидированной коры) имеет сложное строение. Анализ его позволил выделить ряд структур и детализировать их строение. Сопоставление карты поверхности кровли акустического фундамента и карты подошвы земной коры показывает, что основные структуры коры находят в них отражение. Выявленные структуры осадочного чехла Охотской литосферной плиты перспективны на нефть и газ, в связи с чем в настоящее время ведется их активный поиск и промышленная добыча. Особенно продуктивным является присахалинский шельф западного борта Дерюгинского прогиба.

В разрезе земной коры (см. рисунок) также выделяются глубинные разломы, разделяющие земную кору и литосферу на ряд блоков. Важнейшие из них ограничивают поднятие Больших Курил, блок земной коры, содержащий о-в Сахалин (с востока), Курильскую котловину, Северо-Сахалинский прогиб (с запада), а также ряд более мелких структур.

Значения скоростей продольных волн в осадочном слое от 1,6–1,9 до 2,8–3,2 км/с; в гранито-гнейсовом слое под Курилами скорость равна 5,0–5,5 км/с, ниже, в гранулитогнейсовом слое $V_g=6,5–6,6$ (под о-вом Матуа) и 6,3 км/с – в восточной части геоантиклинального поднятия. В нижнем гранулитогнейсовом слое граничная скорость составляет 7,0

км/с под геоантиклинальным поднятием и 6,8 и 6,5 км/с, соответственно, под приконтинентальным и приокеаническим склонами глубоководного желоба.

При этом и в центральной части дуги, как и на флангах, земная кора имеет значительную мощность (25–30 км), одинаковый набор слоев коры (включая верхний – гранитно-гнейсовый слой, аналогичные скоростные характеристики и геологическую природу. Таким образом, предполагавшиеся ранее утонение земной коры под Курильской островной дугой до 12,5 км (И.П. Косминская и др.) в центральной ее части и наличие здесь земной коры субокеанического или океанического типов земной коры не правомерны. В соответствии с принципиальными отличиями мощности земной коры Курильской островной системы от мощности по ранее использовавшейся повсеместно модели, должны быть пересмотрены все основанные на ней геофизические и геологические концепции.

Установленные особенности глубинного строения представляют интерес как для изучения геодинамики литосферы, так и для поиска месторождений полезных ископаемых (рудных, парогидротермальных в пределах Курильской дуги), а также оценке сейсмовулканоопасности.

Литература

1. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Модель эволюции Курильской островной системы // Закономерности строения и эволюции геосфер. IV междунар. междисциплинар. науч. симпоз. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1998. С. 314–316.
2. Злобин Т.К., Костюкович С.А., Злобина Л.М. Структура земной коры Средних Курил по данным сейсмического моделирования // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, №2. С. 115–121.
3. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Охотская литосферная плита: Сейсмичность и границы // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока: Тез. докл. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГФ РАН, 1999. С. 143.

**Ю.А.Зорин, В.Г.Беличенко, В.В.Мордвинова,
Е.Х.Турутанов, А.М.Мазукабзов¹**

Надвиги в южной части Восточной Сибири и в Центральной Монголии (геологическая интерпретация геофизических данных по профилю Братск – Иркутск – Улан-Батор – Ундуршил)

В 1992 г. во время российско-американского эксперимента по телесейсмической томографии мантии Байкальского рифта на цифровых

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

сейсмических станциях PASSCAL Reftek, располагавшихся на профиле Братск – Иркутск – Улан-Батор – Ундуршил, регистрировались волны удаленных землетрясений. Используя записи этих волн, авторы настоящего сообщения попытались получить информацию о скоростной структуре земной коры методом функции приемника (receiver function). В указанном методе анализируются обменные волны, образующиеся на внутренних границах слоистой среды [5].

Оказалось, что слои пониженной скорости S-волн в земной коре выделяются не только под кайнозойской Байкальской рифтовой зоной, где такой слой обнаружен методом ГСЗ [1], но и под складчатыми областями юга Восточной Сибири и Центральной Монголии и даже под Сибирской платформой. Слои пониженной скорости неплохо коррелируются от станции к станции, причем некоторые из них пересекают всю земную кору (рис. 1). В местах, где эти слои приближаются к земной поверхности (см. рис. 1, слои I, III и VIII), по геологическим данным выделяются серии докайнозойских надвигов, сместители которых погружаются в тех же направлениях, что и рассматриваемые слои. Мы полагаем, что слои пониженной скорости S-волн соответствуют преимущественно мощным зонам милонитов, сопровождающим надвиги (рис. 2, см. рис. 1, слои I, II, III, VI, V, VII, VIII, IX). Зоны милонитов в связи с ориентировкой длинных осей кристаллов по направлению сдвигового течения обладают сильной сейсмической анизотропией и должны отражаться как слои пониженной скорости только в волнах, распространение которых происходит поперек этих зон. В нашем случае субгоризонтальные слои (углы их падения не превышают $10\text{--}15^\circ$) выделяются методом функции приемника, в котором используются волны с субвертикальными лучами. В слои пониженной скорости могут входить и осадки, перекрытые по надвигам кристаллическими породами (см. рис. 1 и 2, слой I). Слои пониженной скорости могут создаваться также магматическими процессами. Например, перекрытие сиалических пород толщей основных вулканитов создает слой относительно пониженных скоростей под этой толщей (рис. 1 и 2, слой VI). Уплотненному массиву гранитов, который вмещается метаморфическими толщами, также должен соответствовать слой пониженной скорости (рис. 1 и 2, слой X).

Результаты интерпретации сейсмических данных согласуются с гравитационной моделью верхней части земной коры, построенной путем инверсии декомпенсационных [3] аномалий силы тяжести с учетом геологических данных. Согласованность заключается в том, что на гравитационной модели удается подобрать единые значения плотности для геологических тел, разделенных надвигами, которые выделяются по сейсмическим данным (например, линза пород шарыжалгайского комплекса, ограниченная снизу осевыми линиями слоев пониженной скорости II и V, и пластина над слоем I на рис. 1). Гравитационными данными подтверждается соответствие мощного слоя X массиву гранитов. В гравитационную модель с учетом геологических данных дополнительно

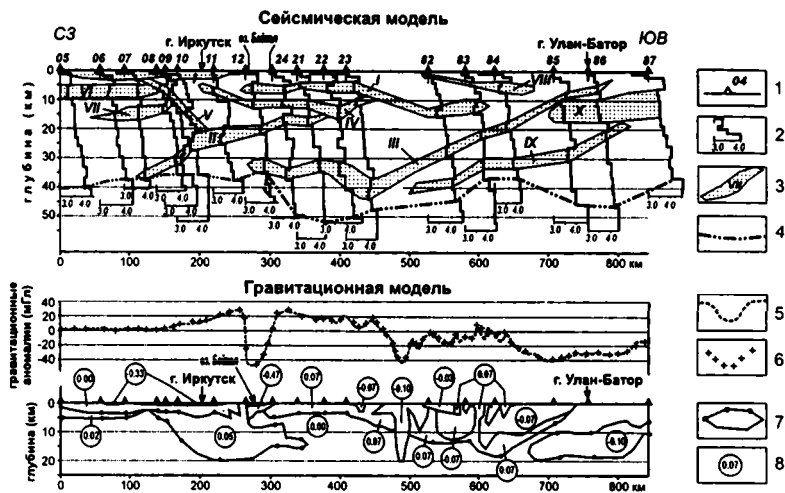


Рис. 1. Геофизические модели строения земной коры

1 – цифровые сейсмические станции с кодовыми (условными) номерами; 2 – вертикальные графики S-волн (внизу показаны шкалы скорости, км/с); 3 – слои пониженной скорости; 4 – раздел Мохоровичича; 5 – график декомпенсационных [3] гравитационных аномалий; 6 – теоретические значения гравитационных аномалий, рассчитанные по модели; 7 – гравитирующие тела (кружки – положение границ по сейсмическим данным); 8 – значения избыточной плотности, г/см³

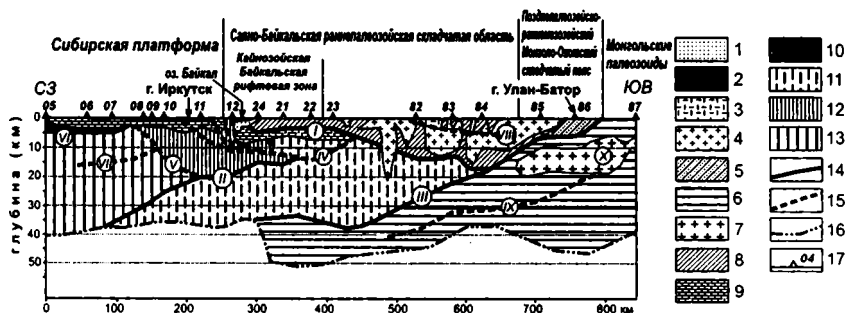


Рис. 2. Геологический разрез земной коры с интерпретацией геофизических данных

1 – рифтовые кайнозойские континентальные отложения; 2 – ранне-среднеюрские континентальные отложения; 3–5 – комплексы среднепалеозойско-раннемезозойской активной окраины Сибирского континента [7]: пермские континентальные вулканы (3), пермские граниты (4), среднепалеозойские турбидиты аккреционно-субдукционного клина у южной окраины Сибирского континента (5); 6 – палеозойды Монголо-Китайского континента (коллаж докембрийских блоков и палеозойских островодужных комплексов); 7 – ранне(?)–среднепалеозойские граниты; 8 – венд-раннепалеозойские островодужные комплексы; 9 – позднепротерозойско-раннепалеозойский чехол Сибирской платформы; 10 – раннепротерозойские (?) вулканы; 11 – нерасчлененные докембрийские метаморфические комплексы; 12 – архейско-ранне-

протерозойский шарыжалгайский метаморфический комплекс; 13 – архейское ядро Сибирской платформы; 14 – главные надвиги, соответствующие структурным швам (римские цифры соответствуют нумерации слоев пониженной скорости на сейсмической модели рис. 1): I – Саяно-Байкальская сутура, II – Шарыжалгайская сутура, III – Монголо-Охотская сутура; 15 – второстепенные надвиги (римские цифры имеют тот же смысл, что и в 14); 16 – подошва земной коры; 17 – цифровые сейсмические станции

введены гранитные плутоны, которые из-за своих размеров и форм при сравнительно редкой сети сейсмических станций не отражаются в скоростном разрезе (см. рис. 1 и 2). Для определения конфигурации линзы кайнозойских осадков в Байкальской впадине использованы материалы многоканального сейсмического профилирования [4].

Наиболее протяженными на разрезе являются надвиги I, II и III (см. рис.2). Надвиг I, названный нами Саяно-Байкальским, судя по геологической обстановке, образовался в раннем палеозое (в ордовике–силуре) при коллизии Сибирского континента с системой островных дуг [8]. Островодужные комплексы венда–ордовика совместно с более древними образованиями, слагавшими цоколи отдельных островов, были надвинуты на Сибирскую платформу. Мы полагаем, что рифейско-раннепалеозойский осадочный чехол платформы может распространяться под аллохтоном к юго-востоку от его современной границы на расстояние около 120 км (см. рис.2). Процесс надвигания столь крупной амплитуды сопровождался образованием второстепенных надвигов как в висячем (рис.2, надвиг VIII), так и в лежащем (см. рис.2, надвиг IV) крыльях главного надвига. Последнее, видимо, и обусловило образование краевого поднятия фундамента платформы. Часть второстепенных разломов была обновлена в поздней юре во время коллизии Сибирского континента с Монголо-Китайским [7], что привело к надвиганию блоков фундамента платформы на нижне-среднеюрские отложения предгорного прогиба. При позднекайнозойском растяжении фрагменты Саяно-Байкальской сутуры трансформировались в листрические разломы [6], в результате чего в осевой части Байкальской впадины кайнозойские осадки отлагались, по-видимому, на эксгумированный чехол платформы (см. рис. 2), как это можно полагать на основании данных ГСЗ о наличии мощной промежуточной толщи между кайнозойскими осадками и кристаллическим фундаментом [2].

Шарыжалгайский сквозькоровый надвиг II, который ограничивает с юго-востока линзу пород одноименного комплекса, соответствует, возможно, реликту зоны субдукции под древнее ядро Сибирской платформы (см. рис. 2). Зона субдукции с подобной ориентировкой существовала здесь в раннем протерозое, когда на юго-восточном краю платформы формировались эффузивно-осадочные толщи акитанской серии, типичные для активных континентальных окраин андийского типа. Судя по предполагаемому протерозойскому времени образования этого сквозькорового надвига, можно полагать, что он соответствует шовной зоне, ко-

торая отделяет древнее архейское ядро Сибирского кратона от его юго-восточной раннепротерозойской краевой части (см. рис. 2).

Место, где надвиг *III* приближается к земной поверхности (см. рис. 1 и 2), близко к положению Монголо-Охотской сuture, по которой Монголо-Китайский континент присоединился к Сибирскому на границе ранней и средней юры [7]. Тектонические явления, относящиеся к этой коллизии, продолжались в течение средней и поздней юры, когда произошло крупномасштабное надвигание активной окраины Сибирского континента на пассивную окраину Монголо-Северо-Китайского континента [7]. Амплитуда горизонтального смещения по Монголо-Охотской сuture, которой и соответствует надвиг *III*, может достигать 400 км (см. рис. 2).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 99-05-64864 и 99-05-65634.

Литература

1. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах / Под ред. Н.Н. Пузырева. Новосибирск: Наука, 1993. 199 с.
2. Крылов С.В., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Изучение Байкальской рифтовой впадины методом сейсмической томографии на преломленных волнах // ДАН. 1995. Т. 345, № 5. С. 674–677.
3. Cordell L., Zorin Yu.A., Keller G.R. The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of Rio Grande rift // J. Geophys. Res. 1991. V. 96, № B4. B. 6557–6568.
4. Hutchinson D.R., Golmshtok A.J., Zoneneshain L.P., Moore T.C., Scholz C.A., Klitgord K.D. Depositional and tectonic framework of the rift basin of Baikal from multichannel seismic data // Geology. 1992. V. 20. P. 589–592.
5. Kind R., Kosarev G.L., Petersen N.V. Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN) // Geophys. J. Int. 1995. V. 121. P. 191–202.
6. Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Baikal rift zone: Structure and geodynamism // Tectonophysics. 1992. V. 208. P. 273–186.
7. Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1996. V. 306. P. 33–56.
8. Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M., Ruzhentsev S.V., Dergunov A.B., Filipova I.B., Tomurtogoo O., Arvisbaatar N., Bayasgalan Ts., Biamba Ch., Khosbayar P. The South-Siberia – Central Mongolia transect // Tectonophysics. 1993. V. 225. P. 361–378.

К.С.Иванов¹

Расчет палеоскоростей субдукции и коллизии на Урале

В моделях развития земной коры Урала [1, 2; и др.] выделяются этапы: предрифтовый; континентального рифтогенеза; океанического спрединга; островодужный; коллизионный; посторогенного растяжения и субплатформенный, составляющие полный геодинамический цикл.

¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Коллизионный этап развития Урала начался в позднем девоне, сразу после поглощения коры раннепалеозойского океана зоной субдукции (Главный Уральский разлом). Структурные, палеомагнитные, палеогеографические и другие данные свидетельствуют о том, что сближение и коллизия Русской платформы и островодужных террейнов Урала было не фронтальным, а происходило по косой (по азимуту примерно 300°) и сопровождалось их значительными движениями к северу в позднем палеозое. Скорость субдукции рассчитывается, опираясь на данные о возрасте высокостепенного метаморфизма на юге (максютовский комплекс) и на севере (неркаюский комплекс) Урала.

Нами [2–4; и др.] предложена и развивается концепция, в соответствии с которой максютовский комплекс есть фрагмент среднедевонской зоны субдукции, существовавшей под островной дугой, представленной андезито-базальтами хребта Ирэндык. Было обосновано предположение [3], что максютовский комплекс является метаморфизованным аналогом ранне-среднепалеозойских толщ Сакмарской зоны, образующих аккреционно-меланжевый комплекс. Позднее это подтвердилось как находками фауны в метаморфитах, так и новыми геохимическими и геохронологическими данными [4–8; и др.]. В комплексе давно выделяются два подкомплекса: нижний, эклогитсодержащий, и верхний, где отмечаются лишь парагенезисы зеленосланцевой фации (до переходных к глаукофансланцевой фации). В нижнем подкомплексе эклогитовый метаморфизм наложен не только на базиты, но и на вмещающие их углестые и метатерригенные сланцы, и не был наиболее ранним в максютовском комплексе, как это обычно ранее предполагалось.

Последнее положение доказывается характерной для максютовского комплекса прогрессивной зональностью гранатов, наличием в них включений водосодержащих минералов более низких ступеней метаморфизма (клиноцоизит, амфиболы, слюды и др.) и другими признаками. Прогрессивный этап метаморфизма мы связываем с погружением в зону субдукции до глубин 50–75 км, а возможно и более. Структурные исследования показали, что в интенсивно пластически деформированном максютовском комплексе устанавливается не менее четырех этапов деформации, два ранних из которых проходили при повышающихся P и T , а поздние – при понижающихся P и T . Выведение нижнего подкомплекса на уровень средней коры производилось наблюдаемыми здесь (разрез Караяново и др.) глубинными левыми сдвиги-надвигами, формировавшимися при косой коллизии Русской платформы и Урала. Возраст эклогитового метаморфизма максютовского комплекса сейчас надежно определен $K-Ar$, $Ar-Ar$, $U-Pb$, $Sm-Nd$ методами; установлена его кратковременность (по крайней мере в сохранившихся фрагментах девонской зоны субдукции), что, по всей видимости, связано с быстрым опусканием и последующим быстрым подъемом и выведением на уровень средней–верхней коры эклогитсодержащих блоков.

Совокупность данных [7, 8, 2 и др.] позволяет принять возраст высокотемпературного этапа метаморфизма максютовского комплекса как 378 ± 3 млн. лет. Экологитсодержащие комплексы Приполярного Урала близки по составу и генезису к южноуральским [4 и др.]. Первые прецизионные данные о возрасте экологитов неркаюского комплекса получены в рамках наших совместных исследований по программе «Европроба» с Л.Карстен и Г.Малюски (лаборатория Университета Монпелье) – Ar-Ar методом определены возрасты экологитов по белым слюдам – $351,3 \pm 3,6$ млн лет и $352,5 \pm 3,6$ млн лет. Таким образом, возраст генетически сходных метаморфитов Южного и Приполярного Урала, отстоящих друг от друга на 1450 км, отличается на 26 млн лет.

Скорость палеосубдукции получается равной $2,8 \pm 0,5$ см/год. Начало коллизионного этапа развития Урала фиксируется накоплением грауваккового флиша зилайской серии и ее аналогов, что связывается с разрывом шарьеуемых на запад пластин. Начало образования флиша на юге Урала, в Сакмарской зоне, произошло в раннем фамене (нижняя подзона *Palmitolepis crepida*), что соответствует 365 млн лет. В Лемвинской зоне Полярного Урала флиш начал образовываться примерно 333 млн лет назад. Омоложение в 32 млн лет сходного комплекса отложений, отстоящих на 1750 км, определяет скорость коллизии $2,75 \pm 0,5$ см/год. Современные расстояния между рассматриваемыми сходными комплексами (1450 и 1750 км), по всей видимости, почти не изменились со времени их образования, поскольку многочисленные региональные левые сдвиги развиты в восточном палеоостроводужном секторе Урала, но практически не фиксируются в его западном палеоконтинентальном секторе. Вероятно, это связано с наличием под Западным Уралом единого кристаллического фундамента Русской платформы. Погрешность в расчете скоростей зависит главным образом от погрешности в определении азимута направления сближения литосферных блоков. Сопоставления с современными аналогами не опровергают проведенные расчеты. Полученные цифры являются первыми, полученными прямыми расчетами, и должны учитываться при построении геодинамических моделей развития региона.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ (проект №99-05-64311).

Литература

1. Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечехин В.М. и др. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.
2. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
3. Иванов К.С. //Метаморфогенная металлогения Урала. Свердловск: УрО РАН, 1988. С.64–66.
4. Карстен Л.А., Иванов К.С. // ДАН, 1994. Т.335, № 2. С.335–339.
5. Захаров О.А., Мавринская Т.М. // Ежегодник 1993. Уфа: Уф. ИЦ РАН, 1994. С.19–20.
6. Иванов К.С., Пучков В.Н., Бабенко В.А. // ДАН СССР. 1990. Т.310, № 3. С.676–679.
7. Matte P., Maluski H., Cabry R., et al. //C. R. Acad. Sci. Paris. 1993. V. 317. P.1667–1674.
8. Шатский В.С., Ягоутц Э., Козьменко О.А. //ДАН. 1997. Т.352, № 6. С.812–815.

Изменение активной роли эпикратонных неоднородностей в неогейских циклах дифференциации и структурирования кристаллических геосфер

Изучение состава, структуры и распространения минерально-породных сообществ в эпикратонных комплексах пород от первых архейских циклов активизации древних кратонов до современных дает возможность проследить влияние наиболее крупных монолитных неоднородностей на эволюцию геологических процессов в поверхностных и глубинных геосферах.

Отсутствие неоспоримых представительных раннедокембрийских геологических объектов, представляющих утоненную магматически и тектонически активную составляющую часть протоокеанической тектоносферы, ограничивает сравнительное изучение раннедокембрийских и более поздних минерально-породных образований пределами наиболее древних, консервативных и устойчивых континентальных сегментов. Геологические тела этих сегментов, сформированные в раннедокембрийские и неогейские эпохи тектономагматической активизации, доступны для сравнительного прямого геологического, геохимического и дистанционного геофизического изучения. Они составляют разновозрастные системы полиминеральных образований, которые постоянно охлаждаются с поверхности Земли, фиксируя и аккумулируя в продуктах осадконакопления, магматизма и метаморфизма изменения температурных, динамических, магматических и дегазационных режимов активизации. В рамках действия механотектонических и аккреционных процессов во многих эпикратонных проявлениях тектонических движений в континентальной коре прослеживается влияние не только поверхностных и глубинных геосфер, но также смежных подвижных лифтовых, островодужных и океанических областей, различаемых по форме, составу, строению и степени анизотропии геологических объектов и связанных с ними геофизических аномалий[2,3].

В совокупном морфологическом сочетании и функциональном многофакторном механотектоническом и физико-химическом взаимодействии большие и малые, однородные и высокоанизотропные, первично- и вторичнорасслоенные полиминеральные образования составляют современную сбалансированную по моментам движения земную мегасистему континентальных и океанических неоднородностей.

Комплексом петрологических и геохимических методов в континентальных сегментах прослеживается тенденция последовательного исторического заглупления равновесных магмогенерирующих и прогрессивных

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

высокотемпературных субсолидусных метаморфических процессов от раннедокембрийских мегациклов к позднедокембрийским и фанерозойским. По данным палеорекоonstrukций РТ-параметров[2–4], наблюдается общее понижение температур на фоне увеличения давления и роли воды. Так в глубинных мантийных процессах архейской и раннепротерозойской магмогенерации на древних кратонах отмечается наиболее высокая степень плавления архейских субстратов в высокотемпературном режиме формирования коматитов при 1600°C и других синхронных им ненасыщенных водой высокотемпературных мантийных и коровых селективных выплавов.

Последовавшее в неогее общее снижение объемов и температур магмогенерации коматитов до 1400–1300°C сопровождается снижением степени плавления деплетированных субстратов, как в мантии, так и в коре, на фоне роста общего давления и степени участия воды. Эта закономерность выразилась в увеличении доли щелочных: титанистых и магнетизальных магматитов в условиях прошедшего в раннем докембрии истощения субстратов легкоплавкими марганцево-железисто-кремнистыми компонентами.

Такое же однонаправленное падение средних температур регистрируется на поверхности Земли по изотопным данным [4] примерно от 70°C (3,4 млрд лет назад) до 34–20°C в палеозое и еще более низкого современного уровня циклических температурных колебаний.

Геотектоническая интерпретация этих данных в сочетании с плеотермобарометрическими и геохронологическими данными по глубинным включениям в протрузиях и ксенолитах согласуется с результатами геофизических наблюдений[3] и убеждает в сохранении и возможном увеличении мощности древних дегазированных неоднородностей континентальной литосферы в неогее.

В циклической эволюции эпикратонных отложений рифтогенных бассейнов и в истории их развития выделяются две отчетливые тенденции. Первая определяется ходом развития глубинных эндогенных процессов и выражена в количественном понижении роли магматитов с увеличением их щелочности, глубины генерации и неравномерности распределения по площади на возрастном интервале от раннедокембрийских циклов активизации к позднепротерозойским и фанерозойским. Вторая отражает экзогенные тектонические, климатические, биосферные условия и выражается в максимально широком распространении на рифейском уровне высокостарых осадочных отложений, сформированных в отсутствии на суше полноценно развитого растительного покрова и высших растений. Обе тенденции хорошо согласуются с повышением роли в эндогенных и экзогенных литосферных процессах крупных плюмогенных, щитовых и континентальных неоднородностей.

Щитовые области древних платформ и срединных массивов в значительной мере были сформированы и кратонизированы в архее, но продолжали наращивать сиалическую, преимущественно гнейсовую и сланцевую массу континентальной коры в раннем протерозое путем активной

рифтогенной и аккреционной ассимиляции флюидно-магматических мантийных и вулканогенно-осадочных коровых продуктов минерало-породообразования. Этот процесс выражен в региональной унаследованной полициклической ультраметаморфической кратонизации и консолидации на завершающих стадиях мегациклов разновозрастных образований в виде мелких и средних сиалических (тоналитовых) блоков первичной архейской коры и соотово-ячеистых фрагментов архейских гранит-зеленокаменных областей. Для раннепротерозойских стадий эволюции древних щитов характерно появление шовных расслоенных пироксенит-габбро-норитовых и анортозитовых интрузивных массивов, зональных гранулитовых поясов лапландского типа, поднимающихся в виде обезвоженных горячих протрузий с нижнекорового уровня и комплементарно связанных в региональных парагенезах с длительным устойчивым погружением и прогрессивным зональным метаморфизмом в смежных областях рифтогенных бассейновых комплексов печенгского типа.

Важными отличительными признаками раннедокембрийской истории формирования древних щитов и кристаллических массивов является, с одной стороны, - широкое распространение полосчатых магнетитовых кварцитов, находящихся в ассоциациях с пироксен-плагноклазовыми и гранатосодержащими гнейсами, эндербит-чарнокитовыми и кварцевогравуаковыми кристаллосланцевыми комплексами, с другой стороны - полное отсутствие высокожадеитовых эклогитов и глаукофансланцевых комплексов, широко представленных в образованиях неогей.

Для обоснования неравномерности и циклической эволюционной направленности твердофазных минеральных преобразований, наблюдаемых в структурированных кристаллических средах приповерхностных геосфер (ультрабазитовых, эклогитовых, пироксен-полевошпатовых), а также в прерывистых гранит-гнейсовых, кварцсодержащих кристаллосланцевых, карбонатных и сульфидно-углеродистых фрагментированных комплексах континентальной коры, авторы современных петрологических, астрогеологических и геофизических моделей[1] привлекают гомогенные фазы магматических, флюидных и гидротермальных тепломагматических. Особо важная и пока еще неясная активная роль в приливных, ротационных и инерционных моделях тектонических движений отводится наиболее консолидированному, значительным по объему, единичной массе и мощности дегазированному континентальным образованиям и внутреннему ядру Земли. Отверждение внутреннего ядра в конце раннего протерозоя может быть связано с его дегазацией и перераспределением высвободившейся массы флюидов в мантию, кору и внешние геосферы. Циклическая история фанерозойских циклов последующего перераспределения флюидов и магматитов, а также периодов диастрофизма и охлаждения поверхности Земли в первом приближении может быть удовлетворительно объяснена и в дальнейшем более четко привязана геохронологически датированными событиями на основе Схемы приливной эволюции Ю.Н. Авсюка[1].

Согласно этой схеме, представляется вполне естественным, что самый

высокоскоростной и быстрозатухающий сейсмический или гравитационный механический отклик на внешние периодические или импульсные воздействия возвращается к поверхности Земли от ближайших высокоплотных максимально охлажденных (разнообразных и специфических по электромагнитному отклику) приповерхностных кристаллических сред. Вслед за ним следуют к поверхности отклики от все более глубинных нагретых и гомогенных геосферных сред (волноводов). При этом, в условиях упругих и криповых деформаций минеральных кристаллических решеток обычно продуцируется еще и конвективный тепломассоноситель, который, опережая кондуктивный теплоток, перемещается во внешние геосферы способствуя мантийной и коровой магмо- и флюидогенерации. Стадийно-импульсный режим восходящего декомпрессионного движения с максимальной задержкой на градиентных границах геосфер, обеспечивает возрастающее к поверхности обилие и разнообразие генетического минерально-породного фонда с энергосберегающим усовершенствованием разнообразных низкотемпературных информационных и генетических связей. Так, со значительным отставанием теплового и кристаллизационно-минерального сопровождения возвращается с больших глубин к поверхности Земли отклик на внешние гравитационные и ротационные воздействия.

В условиях периодических вариаций скорости осевого вращения Земли и перемещения положения оси в теле Земли возникают различия в моментах движения и в относительном положении центров наиболее крупных монолитных геологических неоднородностей, что порождает при разновысоком положении центров масс океанических и континентальных образований относительные дифференциальные тектонические движения геологических тел и возможное различие в угловых скоростях осевого вращения внутреннего ядра, мантии, коры и подвижной гидросферно-атмосферной составляющей. Многие перемещения и соответствующие им признаки структурирования в сомобалансирующей системе мантийных и коровых кристаллических неоднородностей наиболее отчетливо наблюдаются в рельефе внешних кристаллических поверхностей, а также гомогенных геосфер [1,2,3], которые существенно отклоняются как от эквипотенциальной поверхности эллипсоида вращения, так и от поверхности геоида.

На основе отдаленных образных сопоставлений и аналогий в поведении наиболее крупных кристаллических монолитов континентальной литосферы по отношению к окружающим малоинерционным мелким геологическим телам блоковой или тонкослоистой среды в кристаллическом фундаменте платформ, коллизионных и аккреционных поясов, представляется возможным математическое моделирование с выходом на тектоническое районирование по результатам исторических реконструкций наиболее важных функций крупных монолитов континентальной литосферы.

Литература

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188с.
2. Ивлиев А.И. Сегрегационная дифференциация и упорядоченность инерционных движений в

- зонах континентальной литосферы // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 223–226. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т.1).
3. Строение литосферы Балтийского щита. М.: 1993. 166 с.
4. Фор Г. Основы изотопной геологии / Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.

В.А. Игнатова¹

Мезозойско-кайнозойская геодинамическая эволюция Дальнего Востока России

Геодинамическая эволюция Дальневосточного региона представляет собой историю взаимодействия континентальных и океанических литосферных плит. На протяжении мезозоя и кайнозоя на конвергентной границе «континент–океан» сменяют друг друга субдукционные обстановки, включающие обстановки островных дуг, отдаленных от континента задуговыми бассейнами или окраинными морями, обстановки континентальных окраин, при которых субдукция идет под край континента, и противостоящие двум предыдущим коллизийные обстановки, сменяющие субдукционные, когда зона Бенюффа блокируется плавучими блоками. Конвергенция плит сопровождается процессами рифтинга, открытием и закрытием малых океанических бассейнов в тылу активных окраин и островных дуг. В результате этого сложного сочетания конструктивного и деструктивного тектогенеза, различающегося типом осадочных и магматических формаций, происходит приращение материковых масс, обусловленное сиалитизацией окраинно-океанических областей и последовательной аккрецией разнообразных по происхождению и размеру террейнов.

По преобладанию типа геодинамических обстановок в рассматриваемой мезозойско-кайнозойской истории региона можно выделить ряд этапов.

1. Юрский этап (200–145 млн лет), Темп спрединга океанической коры замедленный. Этап характеризуется наличием пассивных окраин и удаленных от них в океан островных дуг. К этому времени относятся ранние стадии формирования внутриплитных осадочных бассейнов наиболее древнего заложения: коллизийной стадии для Зей-Буреинского бассейна (континентальные и прибрежные отложения) и пассивно-окраинной для Верхнебуреинского (прибрежно-морские и морские фации).

2. Неокомский этап (145–120 млн.лет). Темп спрединга океанической коры резко возрастает и остается высоким вплоть до конца мелового периода. В связи с ускоренной конвергенцией океанических и континентальных плит этап отличается становлением активно-окраинного режима, последовательным сближением и коллизией ансамблей островных дуг с

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), Москва, Россия.

континентом. В пределах континентального массива Амурии образуются осадочно-вулканогенные рифтообразные прогибы осевых частей Зей-Буреинского и Верхнебуреинского бассейнов. Вулканогенно-осадочные отложения островных дуг и кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения междуговых и задуговых океанических бассейнов маркируют начальный островодужный этап формирования бассейнов северо-восточной части региона.

3. Апт-раннеальбский (120–110 млн лет) этап отличается от прочих широким развитием коллизионных процессов с формированием террейновых поясов, а также почти полным отмиранием прежних субдукционных зон и связанных с ними островных дуг [1]. Аккреционно-обдукционные структуры Корякского региона были тем основанием, на котором позже сформировались Анадырский, Хатырский и Пенжинский бассейны. Образовавшаяся коллизионно-надвиговая структура Сихотэ-Алиня составила основание для верхнемел-кайнозойского чехла Среднеамурского и Верхнебуреинского бассейнов. Над рифтовыми прогибами Зей-Буреинского бассейна начинают образовываться структуры типа надрифтовых осадочно-вулканических депрессий.

4. Позднеальб-сенонский (110–70 млн лет) этап. Продолжавшийся ускоренный спрединг океанической коры реализовался в повсеместную субдукцию ее под континент с образованием глобальной системы окраинно-континентальных вулканических поясов. В разрезах осадочных бассейнов этап выражается терригенными, местами флишевыми осадками с абиссальными включениями – остатками аккреционных призм.

5. Маастрихт-раннеэоценовый (70–55 млн лет) этап. Темп спрединга океанической коры снизился, что сопровождалось изменением обстановок в области конвергентных границ океанических и континентальных плит. В северо-западной части региона аллохтонные пластины из области океана шарьировались на континент, частично перекрыв ранее сформированные структуры покровно-надвиговой Пенжинско-Анадырской зоны. Перед фронтом аллохтонов возникла зона деструкции [2]. К этому времени можно отнести заложение Анадырской и Пенжинской впадин в виде чередования протяженных рифтовых впадин и разделяющих их поднятий.

В Верхнебуреинском, Зей-Буреинском и Среднеамурском бассейнах откладываются угленосные пресноводно-континентальные фации.

6. Позднеэоцен-неогеновый (55–2 млн лет) этап. Скорость спрединга вновь возрастает, и коллизионный импульс сменяется субдукцией. В целом, этап характеризуется образованием окраинных морей, рифтогенезом и образованием океанической коры в тылу островных дуг. К палеоген-неогеновому времени относится формирование угленосно-терригенного осадочного продуктивного выполнения бассейнов Сахалина.

Среди осадочных бассейнов Дальнего Востока по времени начала формирования выделяются три группы:

1. Раннемезозойского заложения. Это внутриплитные Зей-Буреинский, Верхнебуреинский и Среднеамурский бассейны, их формирование нача-

лось в юрско-раннемеловое время, после становления континентального массива Амурии.

2. Позднемезозойского заложения. К ним относятся Анадырский, Хатырский, Пенжинский и Камчатские бассейны, на формирование осадочного выполнения которых оказывали влияние последовательно сменяющие друг друга режимы конвергентных границ литосферных плит: остро-водужный, коллизионный, субдукционный, обдукционный.

3. Кайнозойского заложения. В эту группу входят бассейны о-ва Сахалин, а также потенциально продуктивные бассейны сформировавшихся в палеоген-неогеновое время окраинных Берингова и Охотского морей.

Литература

1. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т.40, №11. С.1563–1574.
2. Филатова Н.И. Особенности эволюции активных континентальных окраин Земли в интервале 120–85 млн лет // ДАН. 1996. Т.351, №5. С.667–669.

Л. А. Изосов¹

Среднепалеозойские формации, тектоника и металлогения Япономорской зоны перехода континент–океан

Среднепалеозойский этап развития Япономорского региона отличается высокой тектонической активностью, выразившейся в развитии рифтогенеза, который привел к деструкции докембрийского основания Китайской платформы [12]. Аналогичные процессы происходили в среднем палеозое на северо-востоке России и на Востоке Австралии [2, 13], что указывает на планетарный характер этого явления. Вслед за Г. Штилле, А.А. Богдановым, Е. А. Радкевич, А. М. Смирновым и В. Е. Хаиным, мы считаем Тихий океан древней структурой – по крайней мере, допалеозойской. В среднем палеозое в регионе сформировались системы ослабленных и раздвиговых зон, образующих непрерывный латеральный ряд: внутриконтинентальные амагматичные прогибы и грабены – окраинно-континентальные вулканогены – межконтинентальные (параокеанические) рифты. Наиболее крупными, активно функционировавшими в среднем палеозое геоструктурами являются три широтных раздвиговых зоны – Монголо-Охотская, Северо-Китайская и Северо-Австралийская, которые четко выделяются на схеме планетарных систем разломов Тихоокеанского сегмента Земли [9].

Среднепалеозойские формации Япономорского региона образуют следующие группы, отражающие различные геодинамические обста-

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.

новки: 1) терригенную (иногда слабоугленосную), 2) терригенно-вулканогенную (иногда с карбонатами) и 3) карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенную. Первая группа накопилась в субазральных или мелководных морских условиях и составляет чехол докембрийских платформ и остаточных массивов. Вторая образовалась на «плечах» рифтов: а) в пределах шельфовых областей пассивных континентальных окраин (преимущественно карбонатные ассоциации) и выполняет наложенные амагматичные прогибы; б) на активных окраинах, где участвует в строении вулканических поясов андийского типа. Третья группа представляет собой глубоководные морские и океанические накопления осевых зон глубоко и широко раскрытых раздвиговых систем. Две последние группы генетически близки между собой, однако в прогибах, которые выполняют терригенно-вулканогенные формации, сиалическая кора или растянута, и/или незначительно разорвана, а в мощных раздвиговых зонах она практически уничтожена. В петрохимическом отношении вулканы второй группы представляют базальт-андезит-риолитовую ассоциацию высокощелочных K-Na- или K-серий, а в третьей группе господствуют Натолейты; реже встречаются вулканы кератофирового ряда. Таким образом, можно говорить о трех типах среднепалеозойских рифтогенных (грабеновых) структур – карбонатно-терригенных, терригенно-вулканогенных и карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенных.

В тектоническом плане среднепалеозойские формации данного региона представляют собой образования платформенного чехла и сложно соподчиненных структур активизации (рифтов, наложенных впадин, коллизионных зон и др.). При этом окраинно-континентальные вулканические пояса в своем развитии тесно связаны с рифтогенезом. Чехол залегает практически горизонтально, однако нередко он бывает сорван с кристаллического основания и в связи с этим приобретает чешуйчато-надвиговую структуру, свойственную образованиям подвижных зон [12]. В среднепалеозойских структурах активизации, наложенных на докембрийские блоки, широко распространены брахиформные складки, вулканотектонические депрессии кальдерного типа и куполовидные поднятия. В узких внутриконтинентальных рифтогенных зонах среднепалеозойские формации смяты в дисгармоничные складки и образуют тесно с ними связанные чешуйчато-надвиговые структуры, в которых часто тектонически совмещены гетерохронные накопления различных геодинамических обстановок. Как правило, это зоны длительного развития; их окончательное оформление происходило в позднем мезозое, а иногда и в кайнозое. Крайним случаем является нахождение среднепалеозойских пород в виде аллохтонов в позднемезозойской аккреционной коре [14]: в результате интенсивных мезозойских и кайнозойских движений среднепалеозойская океаническая кора была переработана, во многих случаях уничтожена, а также перемещена на значительные расстояния.

Япономорский регион представляет собой часть среднепалеозойской активной континентальной окраины, которую автор предлагает назвать

Западно-Тихоокеанской. Реконструкция положения границы Палеотихого океана в среднем палеозое представляет трудную задачу, однако она может быть намечена по фрагментам системы краевых поясов андийского типа, представляющих собой реликты единой планетарной структуры, сопоставимой по масштабам с позднемезозойским Восточно-Азиатским вулканическим поясом. Палеобиогеографическая зональность в среднем палеозое зачастую совпадает с тектонической, среднепалеозойская субтропическая и тропическая биота [7] присутствует во многих местах Западно-Тихоокеанской окраины. Все это позволяет говорить о «гондванском» происхождении ряда крупных плит и континентальных блоков (микроконтинентов), о чем свидетельствуют и палеомагнитные данные [1, 4].

Среднепалеозойские формации Япономорского региона часто металлогенически специализированы; рудные объекты в них представляют конвергентный и дивергентный классы [4]. К первому относится оруденение, развитое в вулканических поясах андийского типа, а ко второму – в осевых зонах глубоко раскрытых раздвигов. Представителями оруденения конвергентного типа являются локализованные в терригенно-вулканогенных и вулканогенных группах эксгальационно-осадочные и гидротермально-метасоматические месторождения и рудопроявления редких металлов, Mo, Au, Cu, Pb, Zn и др. Кроме того, вулканогенные формации Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена (с базальт-андезит-риолитовыми сериями) перспективны в отношении конвергентного колчеданно-полиметаллического оруденения [5]. К дивергентному классу относятся промышленные медноколчеданные тела типа «Самбагава», возраст которых точно не определен [3]. Скорее всего, они представляют собой фрагменты среднепалеозойских стратиформных залежей океанического генезиса, разрушенных в процессе позднемезозойского тектогенеза. Они залегают в виде аллохтонов в рудоносных юрских-нижнемеловых олистостромах, сходных с описанными в Рудном Алтае [10]. С узкими внутриконтинентальными рифтами связаны трубки слабоалмазоносных кимберлитовидов [11], а также трубообразные тела серпентинизированных перидотитов с тальк-магнезитовой и хромитовой минерализациями раннесилурийского (?) возраста [6]. Если брать в целом фанерозойскую историю развития Западного континентального обрамления Тихого океана, то для ее понимания, на взгляд автора, следует учитывать парадигму тектонической расслоенности литосферы [8].

Литература

1. Бретштейн Ю. С., Гурарий Г. З., Печерский Д. М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов Юго-Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 41–63.
2. Булгакова М. Д., Колодезников И. И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР: Осадконакопление и вулканизм. М.: Наука, 1990. 256 с.
3. Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. 254 с.
4. Геологическая история территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. 206 с.
5. Изосов Л. А., Бедокуров Е. И., Федчин И. Ф. Колчеданоносные зоны Япономорского региона // Геология, геофизика, геохимия и минеральные ресурсы окраинных морей Тихого

океана: Тез. докл. III Советско-Китайского симпози. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 219–220.

6. Изосов Л. А., Коновалов Ю. И., Емельянова Т. А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент–океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 325 с.
7. Попеко Л. И., Натальин Б. А., Беляева Г. В. и др. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геол., 1993. № 5. С. 19–30.
8. Пушаровский Ю. М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
9. Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
10. Ротараш И. А., Трубников Л. М. Олистостромы и полиметаллическое оруденение Рудного Алтая // ДАН СССР. 1986. Т. 290, № 4. С. 932–935.
11. Сахно В. Г., Матюнин А. П., Зимин С. С. Курханская алмазоносная диатрема северной части Ханкайского массива: Строение и состав пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 46–59.
12. Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 157 с.
13. Хаин В. Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
14. Ханчук А. И., Панченко И. В., Кемкин И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.

Л. А. Изосов¹, Ю. И. Коновалов¹

Западно-Сихотэ-Алинский вулканоген: фрагмент планетарного Западно-Тихоокеанского вулканического пояса

Западно-Сихотэ-Алинский вулканоген, выделенный в 1959 г. М. И. Ициксоном и Л. И. Красным как структура мел-палеогенового возраста, является одним из генеральных тектонических элементов Япономорского региона. Пояс обрамляет Ханкайский кристаллический массив, принадлежит к типу окраинно-континентальных образований и включает восемь вулканических комплексов [5,3]: 1) позднекембрийский гранит-риолитовый, 2) раннесилурийский-раннедевонский базальт-андезит-риолитовый (с ультрабазитовой ассоциацией), 3) позднедевонский-раннекарбонный базальт-андезит-дацит-риолитовый, 4) раннекарбонный габбро-сиенит-трахириолитовый, 5) раннепермский и 6) позднепермский базальт-риолит-андезитовые, 7) раннемеловой андезит-риолит-гранодиоритовый и 8) позднемеловой риолитовый. Доказательством окраинно-континентальной природы пояса является то, что он заложился не на океаническом субстрате, как это свойственно островодужным вулканогенам [1], а на мощном гранитно-метаморфическом основании в краевой части Ханкайского массива.

Для выявления формационной принадлежности вулканических комплексов Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена была использована авторская методика, основанная на классическом методе многомерной

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) РАН, Владивосток, Россия.

статистики – методе главных компонент [4]. Для разграничения магматических формаций эта методика использует как индикаторные признаки все параметры химического состава пород. В качестве матрицы стандартов для сравнения были взяты наиболее типичные представители вулканических комплексов главнейших мировых геоструктур, в том числе, и окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

На построенной посредством системы BANKW (<http://petrobank.boom.ru>) диаграмме главных компонент (рисунок) хорошо видно, что большинство трендов стандартов имеет вертикальную или субвертикальную ориентировку. Явное исключение составляет лишь тренд известково-щелочной серии островных дуг. Субвертикальная ориентировка трендов обусловлена соответствующей направленностью векторов изменчивости состава, за которую ответственны вертикально ориентированные векторы таких компонентов состава, как P, Al, Na, K, с одной стороны, и Mg, – с другой. Они сильно различаются по величине ионных радиусов, и поэтому противоположную направленность их векторов на диаграмме можно связывать с отражением процесса селективного плавления, результатом которого можно предполагать формирование океанических, рифтовых и глубинных щелочных и бонинитовых серий. В расположении этих векторов можно усматривать соотношения расплав–рестит, что соответствует существующим представлениям о генезисе перечисленных серий.

Что же касается тренда известково-щелочной серии островных дуг, имеющего на диаграмме субгоризонтальную ориентировку, то за его положение отвечают соотношения векторов кремнезема и щелочей, с одной стороны, и Ca, Fe и Mg – с другой. Противопоставленность этих компонентов состава характеризует условия дифференциации расплава в относительно спокойных условиях, в которых происходит удаление железомagneзиальных минералов и накопление кремнекислых и щелочных компонентов. Такие условия в наибольшей степени вероятности характеризуют условия формирования известково-щелочных пород. На диаграмме ареал точек вулканитов Западно-Сихотэ-Алинского пояса практически совпал с трендом типичных комплексов окраинно-континентальных поясов. Характерно, что наиболее основные разности раннедевонских вулканитов соответствуют на диаграмме стандарту.

С известной долей условности к самому юго-западному звену Западно-Сихотэ-Алинского пояса может быть отнесена Имчжинганская зона с выходами девонских базитов и кератофиров, расположенная в центре Корейского полуострова [2]. Недостающее звено вулканогена было, вероятно, деформировано и «расташено» при раскрытии в миоцене Японского окраинного моря, и его фрагменты выступают в современной позиции на подводных возвышенностях Витязя, Алпатова и Ямато, а также на Японских островах, где выделяются силурийские и девонские толщи кислых и средних вулканитов [8].

Западно-Сихотэ-Алинский вулканоген, в котором доминируют силу-

6. Садовский А. Г. Структуры активизации и проблема тектонического районирования восточной окраины Колымской палеоплатформы // Тектоника Сибири. Т. 4. М.: Наука, 1970. С. 102–110.
7. Ханн В. Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
8. Geology and mineral resources of Japan. Hisamoto: Kawasaki-shi, 1977. V. I. 430 p.

**В.С.Имаев¹, Л.П.Имаева², Б.М.Козьмин², С.В.Слепцов²,
М.Ф.Третьяков¹**

Неотектоника и сейсмодинамика Северо-Востока Азии

Сейсмические пояса Северо-Востока Азии пространственно приурочены к границам крупных литосферных плит – Евразийской, Северо-Американской, Китайской и Охотоморской и формируют в пределах зон влияния этих границ определенные парагенезисы неотектонических структур. Граница Евразийской и Китайской плит выражена Байкало-Становым сейсмическим поясом, который представляет собой широкую полосу эпицентров землетрясений (до 250–300 км), вытянутую вдоль южной окраины Сибирской платформы от оз. Байкал на западе к Удской губе Охотского моря на востоке. С начала века здесь отмечено свыше 30 тыс. землетрясений. Пояс включает в себя две части: Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) на западе, охватывающую территорию Прибайкалья, и ее продолжение на восток – Олекмо-Становую сейсмическую зону (ОСЗ), тяготеющую к Южной Якутии и Северному Приамурью. Названные части пояса существенно различаются между собой как по особенностям сейсмического режима, так и по геодинамическим условиям формирования структур земной коры.

В Байкальской рифтовой зоне, где фиксируется устойчивое горизонтальное растяжение земной коры, формирование рельефа происходило в виде последовательно сменяющих друг друга по времени (начиная с олигоцена) стадий развития континентальных структур с осадками, имеющих тенденцию к омоложению от западного фланга к восточному замыканию рифта. Неотектонические структуры в БРЗ наиболее широко представлены кайнозойскими впадинами. В настоящее время здесь идут активные процессы осадконакопления, выражающиеся в переработке горных межвпадинных перемычек с увеличением территории впадин. Это в значительной степени подтверждается тем, что максимумы сейсмической активности тяготеют именно к таким перемычкам и самим впадинам (большинство сильных землетрясений отмечено в пределах кайнозойских впадин). Среди разломов преобладают сбросы и сдвиги (данные геолого-структурных наблюдений и фокальных механизмов

¹ Якутский государственный университет, Якутск, Россия.

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия.

землетрясений). Как и для других рифтовых зон Земли, здесь имеют место другие типичные признаки рифтогенеза: проявления кайнозойского вулканизма, высокий тепловой поток, небольшая мощность земной коры, наличие крупной неоднородности в земной коре и верхней мантии и др.

В Олёкмо-Становой зоне, напротив, сейсмотектонические процессы происходят в другой геодинамической обстановке – сжатия. Смена поля тектонических напряжений происходит в районе среднего течения р.Олёкмы (данные фокальных механизмов). В силу этого, в ОСЗ наблюдается иной сейсмический режим, где частота сейсмических событий примерно в четыре раза меньше их проявлений в БРЗ. Неотектонические структуры ОСЗ выражены в рельефе системой Станового хребта, состоящего из горных сооружений кряжа Зверева, Сутамо-Гонамского хребта, Токинского Становика и других и представляют крупную зону скупивания земной коры. С севера она обрамляется Предстановым прогибом, представленным системой Южно-Алданских впадин мезозойского возраста. Здесь фактически отсутствуют кайнозойские впадины.

Проявления сейсмичности (в том числе, – крупные сейсмические события) тяготеют, главным образом к горным складчатым сооружениям, иногда затрагивая борта мезозойских впадин. Система местных разрывных нарушений имеет сложный рисунок в виде сетки разломов субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний. Их кинематика соответствует сдвигам, надвигам и взбросам. Практически отсутствуют сбросы. Здесь также не отмечено проявления кайнозойского вулканизма, за исключением небольшого поля кайнозойских базальтов в Токинском Становике на востоке ОСЗ. В пределах этой территории происходит увеличение мощности земной коры от 38–42 км для БРЗ до 60 км для ОСЗ.

Другой крупный Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП) фиксирует границу Евразийской и Северо-Американской литосферных плит на северо-востоке Азии. Он соединяет сейсмичность срединно-арктического хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане с проявлениями землетрясений горной системы хребта Черского, севера Охотского моря и Камчатки. Характерной особенностью пояса является частая смена сейсмогеодинамических условий формирования неотектонических структур. Так, структуры, развитые в пределах хребта Гаккеля и зоны его влияния, прослеживаемой вплоть до побережья моря Лаптевых, возникли в специфических условиях рифтинга и горизонтального растяжения земной коры (сейсмичность, фокальные механизмы землетрясений, особенности аномалий магнитного поля). Восточную часть шельфа моря Лаптевых, продолжая структуры хребта Гаккеля на юго-восток, занимает Лаптевоморская окраинно-континентальная рифтовая система, состоящая из ряда грабенов и разделяющих их поднятий северо-западного простирания. Часть грабенов этой системы прослеживается на континент (данные поля силы тяжести и параметрического бурения). Максимальная сейсмическая активность приурочена к указанным грабенам и их бортам.

Условия растяжения в районе губы Буор-Хая моря Лаптевых сменяются (по данным фокальных механизмов) смешанным полем тектонических напряжений, при котором в очагах землетрясений Северного Верхоянья наблюдаются как сбросовые подвижки (акватория губы Буор-Хая и Приморская система сбросов на ее западном побережье), так и сдвиговые (Хараулахская зона сдвига-сбросов), надвиговые (Западно-Верхоянские чешуйчатые надвиги) и взбросовые (Найбинский кряж) подвижки. Рельеф этой переходной зоны выражен чередующейся системой субдолготных хребтов (Туора-Сис, Хараулахский, Найбинский и др.) и впадин (Кенгейская, Кунгинская, Хараулахская и др.), при этом западные борта названных впадин представляют сбросы, а восточные – надвиги. Здесь наиболее подвижна Хараулахская система сдвига-сбросов, секущая западные отроги одноименного хребта, с которой связывают возникновение 5 крупных 7–9-балльных Булуных землетрясений 1927–1928 гг.

Юго-восточнее, в пределах сейсмической зоны хребтов Черского (СЗЧ), занимающей на северо-востоке Азии центральную часть ААСП, и вплоть до Охотского моря, господствует обстановка сжатия. Она надежно выявляется по результатам натурных наблюдений за характером деформаций в осадочных толщах межгорных и предгорных впадин СЗЧ, сложенных образованиями разного генезиса (от тонких глинистых осадков до грубых моласс и конгломератов) кайнозойского возраста (от эоцена до плиоцен-плейстоцена). Большинство дислокаций складчатые, так же, как повсеместно установленное преобладание здесь разрывных нарушений типа сдвигов, взбросов и надвигов.

Диаграммы фокальных механизмов землетрясений, произошедших в СЗЧ за последние 50 лет, свидетельствуют о том, что 39% таких определений соответствуют взбросам, 30% – сдвигам, 17% – надвигам, остальные – сочетанию сдвигов и сбросов (14%). Вместе с тем, в отдельных случаях имеют место сейсмологические признаки, указывающие на существование в миоцене–нижнем плейстоцене Момского рифта, когда, вероятно, господствовали условия растяжения. Возможно, наибольшая активность рифта приходилась на верхний миоцен. Отложения названного возраста в Индигиро-Зырянском прогибе, Омолуйской и других впадинах представлены грубыми молассами (конгломераты, галечники, гравелиты с линзовидными маломощными прослоями песчаников). Они с размывом залегают на более древних кайнозойских образованиях или начинают разрез вновь сформированных впадин.

К другим рифтогенным признакам можно отнести: наличие здесь коровой и мантийной неоднородности (на это указывают искажения поляризационных свойств волн Релея от удаленных землетрясений, пересекающих этот район); уменьшение мощности земной коры до 30–35 км по сравнению с соседними районами на юго-западе (40–45 км), высокий тепловой поток (до 80 мВт/м²), проявления четвертичного вулканизма (вулкан Балаган-Тас) и др.

Влияние Момской рифтовой зоны несомненно отразилось на формировании неотектонического структурного плана. Прежде всего это выразилось в присутствии крупной системы кайнозойских Момо-Селенняхских впадин (Селенняхская, Кыринская, Нижнемомская и др.) и появлении на северо-западном окончании СЗЧ ряда веерообразно расходящихся депрессий (Туостахская, Неннелинская, Уяндинская и др.). Однако в условиях современного сжатия происходит «захлопывание» части Момских впадин (некогда обширная Момская впадина превратилась в цепочку впадин, соединенных между собой узкими перешейками). В результате сжатия со скольжением линейные горные хребты системы Черского приобрели S-образные очертания, возникли эшелонированные системы генеральных левых сдвигов (Улахан, Чай-Юреинский и др.), похожие на разломные системы Сан-Андреас, в полостях которых образовались впадины растяжения (Вехнерская, Кадыкчанская, Букчанская и др.). Именно к ним приурочены проявления современной сейсмичности, в то время как система Момо-Селенняхских впадин слабосейсмична.

В итоге, установлена отчетливая зависимость формирования неотектонических структур от сейсмогеодинамических условий, развитых на границах зон взаимодействия крупных литосферных Евразийской, Северо-Американской, Китайской и Охотоморской плит, позволяющая прогнозировать возможный сценарий развития сейсмотектонических процессов на северо-востоке Азии. Любое изменение геодинамического режима, которое часто наблюдается даже в пределах единой межплитной границы (в нашем случае для Байкало-Станового и Арктико-Азиатского пояса), влечет за собой существенное преобразование рельефа и может являться важным признаком усиления сейсмотектонической активности данного региона.

Л.И.Иогансон¹

Некоторые особенности строения осадочных бассейнов Западной Евразии

Некоторые важные особенности строения осадочных бассейнов выявляются при изучении гетерогенности их структуры с использованием детальной комплексной типизации земной коры, разработанной с применением кластерного анализа (КА) [1-4]. С этой точки зрения проанализировано строение ряда осадочных бассейнов, расположенных в Западной Евразии: Днепровско-Донецкого и Прикаспийского в континентальной части и Алжиро-Прованского, Тирренского, Адриатического

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

(вместе с прилегающим континентальным Падуанским) бассейнов Средиземного моря, а также морских бассейнов Черноморской и Каспийской впадин.

Для анализа гетерогенности их структуры рассмотрены особенности строения названных осадочных бассейнов на различных шагах КА, которые наглядно демонстрируют различный характер дезинтеграции их структуры. Некоторые из бассейнов (Днепровско-Донецкий и Каспийский) отличаются исключительно высокой гетерогенностью и распадаются на отдельные, все более уменьшающиеся по площади ареалы отдельных типов коры на каждом последующем шаге КА. При этом в единых границах Днепровско-Донецкий бассейн выделяется только на наиболее обобщенном шаге КА, а Каспийский бассейн как единая структура не выделяется вовсе.

Большинство других бассейнов характеризуются устойчивыми центральными частями и в различной степени гетерогенными бортовыми зонами. При этом в ряде бассейнов (Прикаспийском, Черноморском, Алжиро-Прованском) центральные зоны выделяются уже на самых обобщенных шагах КА, а бортовое обрамление постепенно наращивается, вычлениваясь из фоновых типов коры при переходе на более детальные шаги КА. Наиболее выразительным примером подобной структуры является Прикаспийский бассейн. Как специфическое образование он выделяется уже на 11 шаге КА в виде достаточно сложной структуры с центральной частью и бортовыми зонами. Центральная часть Прикаспийского бассейна и ближайшие к ней внутренние бортовые зоны сохраняются в неизменных границах на всех шагах КА.

Прикаспийский осадочный бассейн можно рассматривать в качестве некоторого эталона зрелого осадочного бассейна, возникшего в результате глубокой трансформации континентальной земной коры и переходящей в субокеаническую. Учитывая особенности строения этого бассейна — наличие утоненной субокеанической коры, подстилающей в центральной части бассейна мощный фанерозойский осадочный чехол, а также постепенный переход от субокеанической к континентальной коре во внешних бортовых зонах, можно установить некий эволюционный ряд, выраженный определенными типами коры и характеризующий строение и состояние коры при указанных изменениях строения коры.

По положению отдельных типов коры относительно центральной части устанавливается относительная степень их «периферийности», отражающая, соответственно, степень преобразованности земной коры и эволюционную стадию формирования бассейна. При этом типы коры, образующие центральную часть Прикаспийской впадины, «эндемичны», т.е. нигде больше не повторяются на охваченной типизацией территории Западной Евразии. В контексте приводимых рассуждений, это свидетельствует как об уникальности строения центральной части Прикаспийской впадины, так и о том, что в ни одном из других бассейнов подобная степень зрелости бассейна не достигнута. Напротив, периферийные прикаспийские типы

коры обнаруживаются и в других осадочных бассейнах. Участие в строении того или иного бассейна прикаспийских типов коры и степень их «периферийности», очевидно, являются определенными индикаторами зрелости, или эволюционной стадии развития этого бассейна.

Так, прикаспийские периферийные типы коры занимают определенные площади в пределах Днепровско-Донецкого, Черноморского, Каспийского и Адриатического бассейнов. В первых трех бассейнах они пользуются ограниченным по площади распространением тем самым указывая на наиболее продвинутые для данного бассейна зоны трансформации коры. Структура Адриатического бассейна достаточно необычна, бассейн полностью построен «прикаспийскими» типами коры, при этом его большая центральная часть представлена более «периферийным прикаспийским» типом коры, а в юго-восточной и северо-западной окраинных частях выделяются ареалы развития более «глубокого прикаспийского» типа коры.

Принимая во внимание степень периферийности участвующих в строении перечисленных бассейнов типов коры, которая является показателем степени трансформации земной коры, можно наметить определенный эволюционный ряд, который образуют эти бассейны. На наиболее продвинутой эволюционной стадии находится Днепровско-Донецкий бассейн, вернее его юго-восточная часть, в то время как остальная часть бассейна не затронута процессами преобразования земной коры. На менее продвинутой стадии находятся Адриатический и Каспийский бассейны, причем в первом из них процессы трансформации коры наиболее активно проявились в его окраинных зонах. Центральная зона Адриатического бассейна находится на более низкой стадии трансформации земной коры. Возможно, такое пространственное взаимоотношение типов коры указывает на то, что процессы преобразования земной коры в этом бассейне начались именно в его северо-западной и юго-восточной частях, а затем распространились на всю его площадь. В Каспийском бассейне процессы трансформации коры носят рассеянный характер, будучи сосредоточенными в нескольких отдельных участках на площади бассейна. В Днепровско-Донецком бассейне наиболее активные процессы трансформации коры связаны с его юго-восточной зоной. Названные бассейны можно отнести к условному прикаспийскому ряду развития. Что касается Черноморского бассейна, то по «прикаспийскому типу» развивается его западная прибортовая часть, а глубоководные котловины отличаются другой спецификой развития.

Другими особенностями своего строения отличаются Алжиро-Прованский и Тирренский бассейны, образующие свой собственный эволюционный ряд. Первый из них выделяется уже на обобщенных шагах КА по распространению собственного эндемичного типа коры. Тирренский бассейн на этих шагах КА сложен фоновым типом коры, который образует также и широкое обрамление Алжиро-Прованского бассейна. Однако, на более детальных шагах КА в строении центральной

части Тирренского бассейна появляются периферийные типы коры Алжиро-Прованского бассейна.

Таким образом, анализ структуры осадочных бассейнов Западной Евразии на различных уровнях тектонической раздробленности показывает, что эти тектонические элементы существенно различаются по степени и характеру гетерогенности земной коры. Среди них выделяются бассейны со стабильной, практически не изменяющейся структурой при любом «дроблении» территории на типы коры. Примером может служить центральная часть Прикаспийского бассейна. Другую крайность представляют осадочные бассейны, состоящие из мелкой мозаики отдельных типов коры уже на первых шагах кластерного анализа. К таким бассейнам относится Днепровско-Донецкий и Каспийский бассейны. Промежуточное положение между ними занимают бассейны с отдельными стабильными ядрами, сохраняющимися при весьма детальном разделении территории на отдельные типы коры (Черноморский, Алжиро-Прованский, Тирренский бассейны). Таким образом, исследование гетерогенной структуры осадочных бассейнов позволяет, с одной стороны, выявить в них определенные структурные изменения, еще не получившие отчетливого отражения в видимой структуре, а с другой – получить доказательства того, что осадочные бассейны в современную эпоху развиваются существенно различно.

Получены также интересные результаты о стадиях эволюционного развития бассейнов на основании участия периферийных типов коры Прикаспийского бассейна в строении других бассейнов. Прикаспийский бассейн при этом рассматривается в качестве эталона зрелого осадочного бассейна с закончившейся эволюцией. Типы коры, участвующие в строении его осевой и прибрежных зон, образуют определенные ряды, отражающие степень преобразования земной коры и, соответственно, эволюционную стадию развития бассейна. Показано, что ряд других бассейнов (Днепровско-Донецкий, Каспийский, Черноморский, Тирренский) находятся на различных стадиях развития коры, соответствующих выявляющимся стадиям в различных бортовых зонах Прикаспийского бассейна. Алжиро-Прованский и Тирренский бассейны образуют отдельный ряд, причем первый из них находится на более зрелой стадии развития.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64319).

Литература

1. Иогансон Л.И., Милитенко Н.В., Болтышев Г.Ю. Гетерогенность осадочных бассейнов Западной Евразии // «Новые идеи в науках о Земле»: Тез. Докл. М., 1999. С. 241.
2. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Типизация земной коры: фундаментальные и прикладные проблемы // «Результаты комплексного изучения тектоносферы». М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 1–21.
3. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы. М.: ИФЗ РАН, 1993. 203 с.
4. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Комплексная типизация земной коры Восточно-Европейской платформы как основа для решения фундаментальных и прикладных задач. Ст. I: Типизация земной коры и ее применение для решения фундаментальных задач // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 3. С. 5–13.

О гетерогенности и раздробленности земной коры Западной Евразии

Гетерогенность (неоднородность) и раздробленность (блоковая структура) земной коры можно изучать с применением комплексной детальной типизации земной коры [1–3]. Подобная типизация основана на интегральной характеристике небольших объемов земной коры (элементарных ячеек размером 20×30 мин), значениями ряда геолого-геофизических параметров, с последующей обработкой исходных данных по формальной итерационной процедуре кластерного анализа (КА). На каждом шаге КА выделяется различное количество типов коры: от количества, равного числу элементарных ячеек на рассматриваемой территории, до одного типа коры, объединяющего все ячейки в один супертип, соответствующий всей исследуемой территории, что происходит, соответственно, на начальном и завершающем шаге КА. Между этими экстремальными пределами находится все множество промежуточных вариантов, отражающих степень гетерогенности территории.

Выбор геолого-геофизических параметров для проведения типизации обеспечивает характеристику современных структурных (мощность земной коры и осадочного чехла, высота и размах рельефа) и динамических или энергетических (тепловой поток и изостатические аномалии) условий в земной коре. Выделяющиеся таким образом типы коры изначально не несут генетической или вещественно-структурной нагрузки, но отражают современное геометрически-(структурно)-энергетическое состояние коры. На каждом шаге КА ареал развития отдельного типа коры представляет определенный объем земной коры с особыми геометрическими и энергетическими характеристиками. В зависимости от детальности избранного шага КА область развития отдельного типа коры может занимать огромную площадь или всего лишь одну-две элементарные ячейки. Одинаковые типы коры могут быть разобщены в пространстве, повторяясь по площади, и быть уникальными, свойственными лишь одной конкретной структуре. Кроме того, типы коры могут быть устойчивыми (сохраняющими диапазон значений характеризующих их параметров на всех шагах кластерного анализа) и «рассыпающимися» на ряд других типов коры в соответствии с сужением диапазона значений этих параметров с переходом на более детальные шаги КА.

Различная степень дезинтеграции общей структуры территории на различных шагах КА позволяет использовать разработанную типизацию для проведения структурного районирования различной детальности и, соответственно, для выявления характера современной гетерогенности территории, обусловленной пространственной дифференциацией гео-

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

метрически-энергетических характеристик земной коры, заложенных в содержании типов коры. Указанная типизация проведена для территории большей части Евразии, что позволяет проанализировать гетерогенность земной коры этой территории. При анализе были использованы результаты районирования земной коры на нескольких шагах КА, представляющих постепенный переход от обобщенных к детальным шагам КА.

В целом, структура земной коры этого региона отличается постепенным усложнением строения, последовательным «вложением» все более мелких структурных единиц во вмещающие более крупные подразделения, выделяющиеся на более обобщенных шагах КА. Характерно, что структурные элементы, выделяющиеся на более обобщенных шагах КА, достаточно четко соответствуют известным крупным тектоническим элементам, что является, с одной стороны свидетельством достоверности проводимых построений, а с другой стороны, подобное соответствие крупных структурных элементов, выделяющихся на принципиально различных основаниях при тектоническом районировании и с учетом только указанных геометрически-энергетических характеристик, свидетельствует о некоем стремлении крупных вещественных комплексов земной коры к обретению собственного «геометрически-энергетического лица». На более детальных шагах КА вырисовывается картина, существенно отличающаяся от известного тектонического районирования, однако очевидно отражающая объективную усложненную структуру земной коры, организованную на других принципах.

Результаты анализа свидетельствуют о сложном гетерогенном строении Западной Евразии. В ее пределах земная кора характеризуется различным характером гетерогенности, определяемым степенью дифференциации структуры на отдельные типы коры. С этой точки зрения можно различать линейную и рассеянную гетерогенность земной коры. Линейная гетерогенность обусловлена наличием протяженных градиентных зон значений, используемых в типизации параметров, которые очевидно соответствуют разломным зонам. Поэтому линейную гетерогенность можно расценивать как проявление раздробленности земной коры, отражающей блоковую структуру территории.

В свою очередь в поле линейной раздробленности выделяются устойчивые и иерархически устроенные структуры. Первые обособляются уже на обобщенных шагах КА и остаются практически неизменными на всех последующих более детальных шагах КА.. Устойчивые структуры включают центральную часть Прикаспийской впадины вместе с внутренними бортовыми зонами, Западно- и Восточно-Черноморскую котловины, центральную часть Ионической впадины, а также Украинский и Воронежский щиты.. Названные тектонические элементы образуют ряд отчетливых кольцеобразных ядер в гетерогенной структуре Западной Евразии. То, что этот ряд структур образован принципиально разными тектоническими структурами - положительными (щиты) и отри-

цательными-впадины-говорит, что подобная гомогенность и устойчивость структуры определяется не ее принадлежностью к определенному тектоническому типу, а другими причинами. Об этом же свидетельствует другой тип гетерогенности генетически близких структур, например, впадин Каспийского, Тирренского и Адриатического морей.

Иерархически устроенные структуры, характеризующиеся линейной раздробленностью, преобладают на рассматриваемой территории. Их особенность заключается в последовательном делении на все более мелкие составляющие части с переходом на более детальные шаги КА. Однако только некоторые структуры сохраняют линейный характер гетерогенности и на детальных шагах КА, другими словами здесь проявляется более сильная раздробленность.

Для большей же части территории с переходом на детальные шаги КА выявляется принципиально другой тип гетерогенности, который предлагается назвать рассеянной гетерогенностью. Она определяется чередованием различных типов коры на близких расстояниях, что придает аструктурный мозаичный вид вмещающим тектоническим элементам. Заслуживает внимания тот факт, что рассеянная гетерогенность характерна для некоторых структур уже на обобщенных шагах КА (Днепровско-Донецкая впадина, западная прибрежная зона Черноморской впадины). Таким образом, по характеру раздробленности и гетерогенности земной коры на рассматриваемой территории можно выделить три вида структур: 1) устойчивые структуры, определяемые линейной раздробленностью уже на обобщенных шагах КА и не испытывающие дезинтеграции при переходе на более детальные шаги КА; 2) иерархически устроенные структуры, определяемые линейной раздробленностью и испытывающие дезинтеграцию на более детальных шагах КА; 3) структуры, характеризующиеся рассеянной гетерогенностью. В структурном характере гетерогенности территории Западной Евразии обнаруживается большая роль кольцеобразного упорядочивания в распространении отдельных типов земной коры. Наряду с ним, замечена важная роль структур северо-западного простирания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ проект № 00-05-64319

Литература

1. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Типизация земной коры: фундаментальные и прикладные проблемы // Результаты комплексного изучения тектоносферы. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 1-21.
2. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1993. 203 с.
3. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Комплексная типизация земной коры Восточно-Европейской платформы как основа для решения фундаментальных и прикладных задач. Ст. 1 Типизация земной коры и ее применение для решения фундаментальных задач. Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып.3. С. 5-13

Расчеты палеогеофизических полей в адунационной модели эволюции Земли для палеогеографических и палеотектонических реконструкций

Геодинамическая модель автора [1], представленная как адунационная модель (adunation – слияние, объединение в одно целое) на Международном совещании по новым концепциям в геотектонике в Цукубе (Япония) в 1998 г. [2] и на 31-м Международном геологическом конгрессе в 2000 г. (см.: В.А.Казанский, There is an alternative for plate tectonics на <http://cbrazil.Dominal.com/g1704116.pdf>) позволяет рассчитывать для целей палеогеографических и палеотектонических реконструкций палеогеофизические поля, которые принципиально отличаются от полей униформистских моделей эволюции Земли.

Сущность адунационной модели чрезвычайно проста: современная Земля образовалась в мезозое в результате адунации двух планет равных размеров и масс (Пангеи и Панталассы). Плиттектоника, плюмтектоника и модель умеренного (на 25% по радиусу) асимметричного расширения Земли при этом являются всего лишь частными решениями, вытекающими из адунационной модели. Наличие двух планет в палеозое и необычная форма Земли в мезозое (в процессе адунации) порождают уникальные по характеристикам геофизические поля, рассматриваемые в данном докладе.

Поле силы тяжести в палеозое рассчитывается как сумма пяти слабых: гравитационных полей двух мантий и двух ядер (смещенных от центров планет в сторону общей оси вращения) и центробежной составляющей ускорения силы тяжести, достигавшей по абсолютному значению половины гравитационного ускорения. На рис. 1 приведены карты изолиний ускорения силы тяжести в Галах для Пангеи (вверху) и Панталассы (внизу) на момент стыковки планет (рубеж перми и триаса; в силу симметрии полей силы тяжести приведены карты только для одного полушария) в сопоставлении (в одинаковом по экваторам масштабе) с современными аномалиями (в метрах превышения) геоида для гармоник 2–10 [3]. Как видно из рис. 1, аномалии пониженных значений ускорения силы тяжести на Пангее и Панталассе четко коррелируются с положительными аномалиями геоида, аномалии повышенных значений в высоких широтах Пангеи и Панталассы (более 750 Гал) – с отрицательными аномалиями геоида в полярных областях. Из рис. 1 следует также, что адунация планет прошла не симметрично точке стыковки, а с завалом Панталассы к востоку на угол примерно в 70° дуги экватора Пангеи (56° дуги экватора Земли). Часть континентальной коры Пангеи, оказавшейся погребенной в зоне стыковки, на рис. 1 околнурена пунктирной линией.

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.

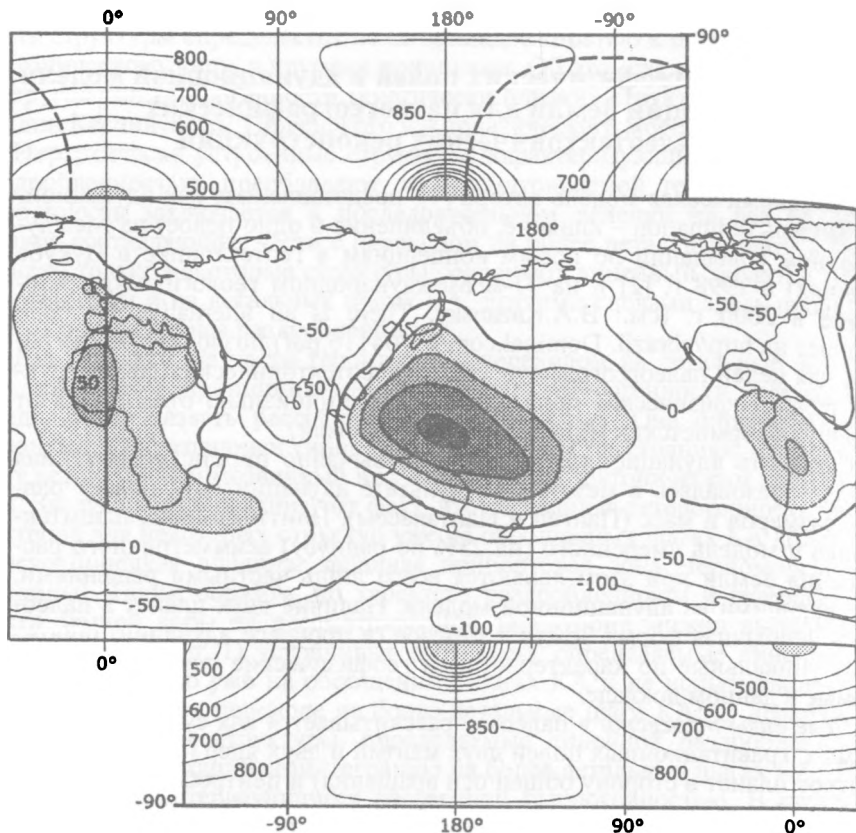


Рис. 1. Сопоставление верхнепермских полей ускорения силы тяжести Пангеи (вверху, Галлы) и Панталассы с современными аномалиями геоида (внизу, м) для гармоник 2–10 из [3]

Пунктирной линией очерчена часть коры Пангеи, которая была погребена при адунации. Заштрихованы аномалии ускорения силы тяжести ниже 400 Галл и высот геоида более 25 м

Наличие положительных аномалий ускорения силы тяжести в высоких широтах Пангеи и Земли на протяжении всего фанерозоя (что следует из расчетов), говорит о существовании в этих областях глубоких депрессий с непрерывными морскими условиями осадконакопления, куда собиралась вода эпиконтинентальных морей Пангеи во время палеозойской регрессии, что делает сохранившиеся части этих депрессий (большая часть северной депрессии приходится на российский сектор Арктики) весьма интересным объектом для глубинного бурения и особенно перспективными на нефть и газ.

Отрицательные аномалии силы тяжести должны коррелироваться с разуплотнениями (суперплюмами) в мантии Земли и экваториальными

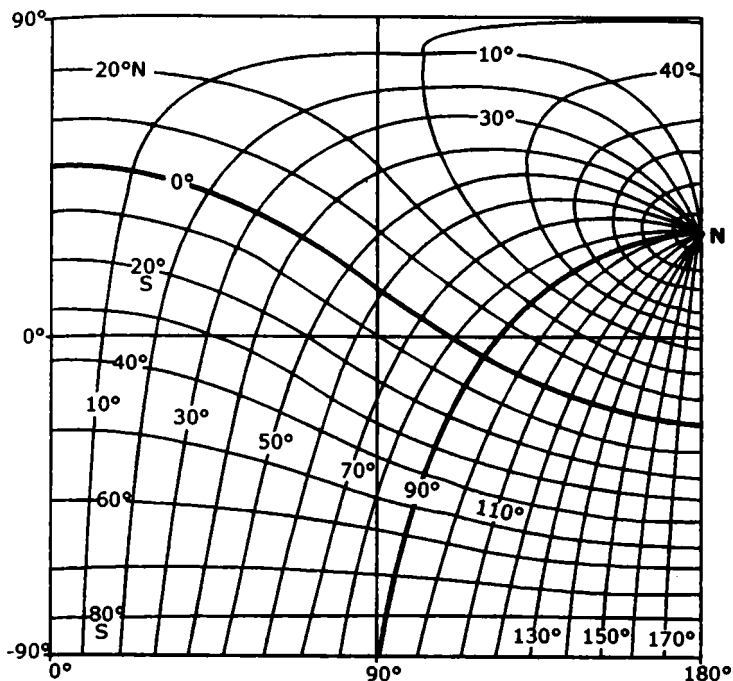


Рис. 2. Магнитное поле одного полушария Пангеи для диполя с эксцентриситетом 0,225 радиуса (1138 км) и наклоном $35,5^\circ$

вздутиями на Пангее. Значительно пониженная сила тяжести на обширных территориях Пангеи должна была стимулировать гигантизм животных и растений верхнего палеозоя и мезозоя.

Магнитное поле Пангеи рассчитывалось исходя из предпосылки, что магнитный диполь связан с ядром, поэтому смещение ядра к общей оси вращения увеличивает эксцентриситет диполя (современный эксцентриситет равен 200 км, а наклон 11°). В качестве одного из бесконечного числа возможных примеров на рис. 2 показаны магнитные «параллели» (взято в кавычки, так как при эксцентричном диполе они не параллельны) и меридианы для случая максимального эксцентриситета в 0,225 радиуса (как для рис. 1, для верхней перми) и наклона диполя $35,5^\circ$. При принятых значениях эксцентриситета и наклона диполя южный магнитный полюс совпадал с географическим (Пангеи), а северный был на 30° с.ш. Пангеи. Не учитываемый магнитный диполь Панталассы, если он имел близкий к первому момент и симметричное (антисимметричное) расположение, заметно влиял только на магнитное поле ближнего к нему полушария Пангеи, большая часть континентальной коры которого утрачена при адунации.

Нулевой магнитный меридиан рис. 2 не обязательно совпадал с ну-

левым гравитационным меридианом на рис. 1, поэтому очертить область погребенной коры Пангеи по магнитным данным нельзя. Если нулевые меридианы совпадают или близки, то один из магнитных полюсов Пангеи практически весь палеозой попадал в эту область и, следовательно, недоступен палеомагнитным данным, а кратные 10° магнитные «параллели» на большей части сохранившейся коры проходят с интервалами даже большими, чем современные. Это делает попытки определений палеорадиусов Земли по палеомагнитным данным бессмысленными, а палеогеографические и палеотектонические реконструкции для планеты современного размера некорректными.

Палеосовещенность на Пангее определялась в палеозое продолжительностью суток в двухпланетной системе, которая сократилась в конце палеозоя до 3 часов, а также длительными ежесуточными солнечными затмениями на одном полушарии: нормальная смена дня и ночи в одном полушарии, а в другом полушарии – кратковременные периоды солнечной освещенности, чередующиеся с полными солнечными затмениями большую часть дневной половины суток, и отраженный и рассеянный Панталассой солнечный свет в ночное и дневное время. Это создавало парадоксальное распределение климатических и палеофитогеографических поясов в верхнем палеозое, не совместимое ни с фиксистскими, ни с мобилистскими палеогеографическими и палеотектоническими реконструкциями.

Литература

1. Казанский Б.А. Новая геодинамическая модель. Владивосток, 1980. 48 с. П(репринт ДВНЦ АН СССР).
2. Kazansky B.A. Quasi-plate tectonics – adunation model // Proceedings of Int. Symposium on new concepts in global tectonics. Tsukuba, Japan, 1998. P. 154–158.
3. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. №4. С. 3–37.

В.Г. Казьмин¹, Р.Г.Бабаев², О.А.Одеков³, В.И.Троицкий⁴

Развитие тетической окраины Центральной Евразии с поздней перми до олигоцена

Данное сообщение представляет собой резюме раздела Объяснительной записки к «Атласу литолого-палеогеографических, структурных, палинспатических и геоэкологических карт Центральной Евразии». Список литературы (около 100 названий) прилагается к объяснительной записке.

¹ Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия.

² Геологический институт НАН Туркменистана, Ашхабад, Туркменистан.

³ Геологический институт НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан.

⁴ Ташкентский государственный университет, Ташкент, Узбекистан

После закрытия Уральского океана, в перми сформировалась единая активная окраина, протягивавшаяся от Куьлуна до Анатолии. Ее характерной особенностью было слабое развитие вулканических поясов (известны только на Куьлуна и Сев. Памире, а также в Турции) и широкое распространение компрессионных деформаций, не связанных явно с аккрецией микроконтинентов или островных дуг. Предполагается, что оба явления были обусловлены поглощением срединно-океанического хребта (СОХ) океана Палеотетис. Поскольку между активной и пассивной окраинами в это время не было дивергентной границы, тяговая сила литосферы, погружающейся в зонах субдукции, передавалась на пассивную окраину, приводя к рифтогенезу, отделению систем микроконтинентов (Киммерия, Большая Лхаса) и возникновению новой спрединговой оси. С образованием последней растяжение на пассивной окраине прекратилось.

В раннем и среднем триасе на всем протяжении активной окраины в условиях быстрой субдукции и дрейфа фрагментов Гондваны к северу формируются вулканоплутонические пояса и мощные аккреционные комплексы. В тылу вулканических поясов в Северном Афганистане и Северном Иране образовались неглубокие задуговые бассейны. На западе от Скифской платформы отделился блок Понтид, началось раскрытие Таврического бассейна, в котором в конце скифского века образовалась ось спрединга.

В конце триаса Киммерия, включавшая блоки Ирана, Фарахруда, Центрального Памира и Северного Тибета, столкнулась с активной окраиной. В Кавказском секторе с окраиной столкнулся Закавказский массив – микроконтинент гондванского происхождения примкнувший к Евразии в конце раннего карбона. Предполагается перемещение массива с запада вдоль пассивной окраины в условиях косой субдукции.

Вслед за коллизиями зоны субдукции сместились на южную окраину примкнувших террейнов, после чего широкое развитие получили процессы задугового рифтогенеза. В Иране сформировалась система рифтов и пострифтовых бассейнов, заполнявшихся континентальными угленосными отложениями. В конце триаса – начале юры началось раскрытие Большекавказского бассейна. На западе он смыкался с Таврическим бассейном, а на востоке продолжался в Южный Каспий к северу от поднятия Година.

В раннеюрское время активная субдукция происходила, по-видимому, лишь в Закавказско-Иранском сегменте окраины, имевшем СЗ-ЮВ простирание. Восточнее окраина была, вероятно, почти параллельна движению океанской плиты и характеризовалась ограниченным поддвигом при почти полном отсутствии вулканизма.

Развитие этой ситуации привело к широкому проявлению среднеюрских компрессионных деформаций в западном секторе окраины (инверсия рифтов в Иране, деформация в Понтидах), вызванных, предположительно, коллизией со срединно-океанским хребтом. Временная блоки-

ровка зон субдукции сопровождалась формированием надвиговых чешуй вдоль северного борта Большекавказского бассейна, достигшего перед этим максимальной ширины. В поздней юре началась коллизия микроконтинента Большая Лхаса, включавшего блоки Центрального Афганистана, Южного Памира и Южного Тибета, с евроазиатской окраиной. По-видимому, раньше всего произошло столкновение между Центральным и Южным Памиром вдоль Рушанско-Пшартской сутуры. Южный Тибет столкнулся с островной дугой, что привело к обдукции офиолитов. Центральный Афганистан приблизился к вулканической дуге, в тылу которой раскрылся бассейн Фарах.

В западном секторе окраины в поздней юре продолжалось поглощение литосферы океана Неотетис в зонах субдукции Закавказья и Юго-Западного Ирана.

В неокое ситуация существенно не изменилась. В предбарремское время в результате коллизии с Центральным Афганистаном замкнулся задуговой бассейн Фарах, заполняющие флишевые осадки были смяты в складки.

В конце раннего мела (апт-альб) началось формирование вулканоплутонического пояса на южной окраине Тибета и в Каракоруме. В западном секторе окраины в это же время образовалась система рифтов по периферии микроплиты Восточного Ирана (зоны Сабзевар, Бафк-Наин и Восточно-Иранская), а также в Центральном Иране между Эльбурсом и Санандадж-Синджаром. По-видимому, одновременно происходило сокращение Большекавказского и Южно-Каспийского бассейнов. Механизм этого сокращения остается неясным. Предположительно на реконструкциях показана северонаправленная субдукция (или подвиг?) под Скифскую плиту и южнонаправленная субдукция под Эльбурс. При этом вулканы надсубдукционной природы известны лишь в Западном Предкавказье, в Эльбурсе к ним весьма условно отнесены базальты района Чалус.

В конце раннего мела в западном секторе зона субдукции сместилась к южной окраине сузившегося океана Неотетис. В отсутствии разделяющей спрединговой оси тяга погружающейся плиты вызвала растяжение и рифтогенез в Аравии.

Наиболее заметной чертой восточного сектора в позднем мелу был Гангдисский вулканоплутонический пояс Южного Тибета и его продолжение в Каракорум и Афганистан. Судя по латеральным формационным рядам в шовной зоне Инда, параллельно этому поясу в океане протягивалась система островных дуг (Ладах, Драс). Внутрииранские бассейны достигли своей максимальной ширины, и в маастрихтском веке началось их сокращение, связанное с вращением Восточно-Иранской микроплиты против часовой стрелки. Предполагается, что в момент максимального раскрытия (конец мела) Сабзеварский бассейн проникал через территорию Северного Афганистана до Центрального Памира. Фрагменты позднемеловых–палеоценовых осадочно-вулканогенных

толщ, связанных с развитием этого бассейна, прослеживаются вдоль Герирудского шва в Бадахшан и Бартангскую зону Памира.

В тылу Периаравийской системы зон субдукции в сеномане–туроне сформировалась океанская литосфера, обдущированная на пассивную окраину Аравии в кампане–маастрихте.

Палеогеновая эволюция прошла под знаком Индо-Евразийской коллизии на востоке и Аравийско-Евразийской коллизии на западе. Вслед за мягкой коллизией Индии с дугами Кохистана-Драса 53 млн лет тому назад, последовали закрытие задуговых бассейнов и «жесткая» коллизия начавшаяся 40 млн лет тому назад. Судя по реконструкциям, в пределах Памиро-Каракорумского синтаксиса с тех пор произошло горизонтальное сокращение коры примерно в 3,5–4 раза, а в Тибете – в 2–2,5 раза. Механизмы сокращения включали скучивание хрупкой коры (покровы), нагнетание в зону коллизии вещества пластичной нижней коры, А-субдукцию и боковое выталкивание блоков. В соответствии с моделью Л.И. Лобковского, предполагается синколлизийная субдукция мантийной части литосферы, отделяющейся от коры поверхностью срыва. Тяга погружающейся литосферы рассматривается в качестве движущей силы коллизийного процесса.

В западной части активной окраины замыкание остаточных бассейнов Неотетиса и внутрииранских бассейнов сопровождалось развитием палеоцен-эоценовых вулканических поясов. В тылу вулканических дуг Понтид, Аджаро-Триалетии, Талыша и Эльбурса в начале палеогена (возможно, в самом конце мела) происходило раскрытие задуговых бассейнов Черного моря и южной части Южного Каспия. Эти бассейны отделялись от мезозойского бассейна Большого Кавказа и северной части Южного Каспия системой поднятий, включавших вал Шатского, Кахетинно-Вандамскую кордильеру, Кюрдмирский вал и поднятие Година. Полное замыкание остаточных бассейнов Неотетиса завершилось в среднем эоцене, после чего Черноморский и Большекавказский бассейны вступили в стадию инверсии, резко усилившейся в последние 12 млн лет. В результате бокового выталкивания блоков Копетдага и Восточного Закавказья, соответственно, к западу и к востоку Южно-Каспийский бассейн в позднечетвертичное время испытывал, вероятно, широтно ориентированное сжатие. В этих условиях не исключено продолжающееся смещение складчатой дуги Эльбурса к югу и продолжающееся меридиональное растяжение в южной части бассейна.

Щучьинский выступ палеозоя в пограничной части Полярного Урала и Ямала – островодужный тектонотип домезозойского структурного этажа северной части Западно-Сибирской плиты

К настоящему времени породы домезозойского возраста, подстилающие мощный платформенный чехол Западно-Сибирской плиты (ЗСП), вскрыты более чем четырьмя тысячами скважин. В составе домезозойского комплекса установлены разнообразные типы пород докембрийско-палеозойского возраста: осадочные (карбонатные, терригенные, кремнистые), эффузивные и вулканогенно-осадочные, магматические, метаморфические. Наиболее широко распространены породы девонского возраста, представленные во многих районах мощными рифогенными толщами, структурно-геодинамическая позиция которых остается неясной. Накопившиеся геологические и геофизические данные свидетельствуют о более сложной гетерогенной структурно-геодинамической дифференциации палеозойского этажа ЗСП, чем это представлялось раньше. В то же время в истолковании геологической истории домезозойских тектонических структур ЗСП возник определенный концептуальный кризис, связанный со сменой геосинклинальной парадигмы на плито-тектоническую. В связи с этим образовался некоторый разрыв между эмпирическим материалом и его структурно-геодинамической интерпретацией. В рамках прежней геосинклинальной концепции сложилось представление о палеозое ЗСП как части Монголо-Охотского складчатого геосинклинального пояса, выделенного М.В. Муратовым [1] при типизации данных по складчатым поясам СССР. Эти представления развивались затем В.С. Сурковым и его последователями применительно к потребностям нефтяной геологии Западной Сибири [2,3,4]. Они остаются для геологов-практиков основным ориентиром для определения приоритетных направлений в поисково-разведочных работах, поскольку увязаны с эмпирическими данными и могут быть использованы для реконструкции геологических обстановок на конкретных поисково-разведочных объектах.

В рамках плито-тектонической концепции территория ЗСП обычно трактуется как часть Палеоазиатского[5,6] или Палеоуральского [7] океанов. Эти построения основаны на экстраполяции принятых типовых моделей, которым придается значение актуалистической основы для геодинамической интерпретации структурного плана складчатых образований, и являются слишком схематичными для использования их в реальной геологической практике. Серьезным препятствием для использования современных геодинамических идей при интерпретации накопившихся гео-

¹ Институт геологии нефти и газа СО РАН, г.Новосибирск, Россия.

лого-геофизических данных по домезозойской истории ЗСП являются также существенные различия в терминологическом и понятийном аппарате двух разных парадигм.

Таким образом, на современном этапе изучения домезозойской истории ЗСП весьма актуальной стала проблема переинтерпретации этих данных с позиций современных тектонических идей, в первую очередь, на опорных геологических объектах. Для этих целей синклиновая структура палеозойского Щучинского выступа представляется уникальным геологическим объектом. Она занимает связующее положение между хорошо изученными палеозойскими структурами Урала и погребенными структурами Ямала как составной части палеозойского структурного этажа ЗСП. Хорошая обнаженность и ярко выраженные особенности геологического строения позволяют рассматривать этот выступ как ключевой объект для расшифровки аналогичных геологических структур палеозойского возраста на закрытых территориях ЗСП по ограниченному керновому материалу и геофизическим данным. Отдельные массивы Щучинского выступа палеозоя были детально изучены и закартированы в м-бе 1:10000 в связи с поисково-разведочными работами на бокситы в 70-х годах. В эти же годы на Щучинском выступе под руководством В.Н.Воронова проведена геологическая съемка масштаба 1:50 000, во время которой пробурено свыше ста картировочных скважин. Данные бурения и горных работ (разведочных канав) могут служить хорошим дополнением для визуальных наблюдений и по естественным обнажениям, особенно для расшифровки внутренней структуры этих массивов и их соотношения с вмещающими породами. В ходе этих работ были проведены также наземная и аэровоздушная гравиметрическая и магнитометрическая съемки, которые выявили контрастные физические характеристики отдельных элементов этих массивов, что можно использовать как хороший ориентир при интерпретации геофизических данных при изучении погребенных образований такого типа. Фактический материал, полученный в результате съемочных и поисково-разведочных работ, хорошо задокументирован, но нуждается в концептуальной переинтерпретации с новых позиций и с дополнительным изучением основных естественных обнажений в палеонтолого-стратиграфическом, структурном и седиментологическом аспектах.

Уникальность Щучинского выступа палеозоя определяется не только спецификой его геологического строения и структурного положения. По существу этот выступ представляет собой единственный выход на дневную поверхность домезозойского структурного этажа ЗСП и позволяет на основе его детального изучения выявить типовые индикаторные характеристики подобных образований, включая стратиграфические, седиментационные, петролого-геохимические, структурно-морфологические особенности, определить критерии их геологической интерпретации и картирования по геофизическим данным, керновому и шламовому материалу.

В 1999 и 2000 гг. нами были проведены полевые исследования на Лабовском и Сибилейском участках Щучинского выступа. Была собрана

разнообразная фауна из нескольких хорошо охарактеризованных интервалов и отдельных блоков, проведено послойное петрографическое описание разреза, детально закартированы наиболее интересные в структурном отношении и хорошо обнаженные выходы в пределах Янганапинского, Наунпинского и Энзорского рифовых массивов. Существенно уточнена и детализирована стратиграфия [8], структурные взаимоотношения формационных комплексов и общая геологическая модель строения этой территории. Детальное изучение основных выходов домезозойских отложений будет продолжено в 2001 году.

В настоящее время можно выделить ряд наиболее важных особенностей геологического строения Щучьинского выступа.

1. Щучьинский выступ можно рассматривать как самый северный фрагмент островодужных систем восточного склона Урала [7,9,10]. В то же время он, несомненно, является обнаженной частью фундамента ЗСП, отделяясь от субмеридиональных структур Урала полосой недислоцированных мезозойских отложений и зоной распространения ультраосновных пород. Важным отличием является дискордантное (субширотное) простирание структур Щучьинского выступа по отношению к Уралу, на что впервые обратил внимание В.А.Дедеев [11]. Кроме того, разными исследователями неоднократно подчеркивался брахиформный характер складчатости Щучьинского выступа, отличающийся от типичных линейных структур Урала.

2. Щучьинский выступ состоит из отдельных, пространственно разобщенных массивов, выраженных в рельефе цепочкой сопок, окруженных равнинной болотистой местностью. В плане они имеют обычно дугообразную форму и кулисообразное расположение. Вершины сопок, бронированных массивными рифогенными известняками, хорошо отпрепарированы и особенно ярко выделяются белым цветом и характерными сглаженными изометрическими формами.

По геолого-геофизическим данным сходные морфологические очертания и мощные толщи рифогенных известняков характерны также для Новопортовской нефтеразведочной площади Ямала, где они вскрыты под мезозойским чехлом на простирании структур Щучьинского выступа [12, 13, 14].

3. Породы имеют общее моноклинальное залегание с углами падения на восток-северо-восток в среднем 40-45°. Детальное структурное картирование Янганапинского массива показало, что он имеет покровно-складчатое (чешуйчатое) строение. Амплитуды смещения пластин остаются пока не выясненными, однако в целом установлена нормальная стратиграфическая последовательность пластин в отдельных блоках. Среди терригенных толщ в естественных обнажениях и по данным бурения встречаются отдельные небольшие блоки и выклинивающиеся горизонты рифогенных известняков разной размерности (от первых метров до десятков метров). Их тектоническая природа может быть установлена после определения возраста по результатам изучения собранной фауны и более детального анализа их взаимоотношений с вмещающими породами.

4. В целом палеозой представлен сложным чередованием по латерали и вертикали вулканогенных, терригенных и карбонатных пород. Низы разреза, условно относимые к ордовику, представлены регионально метаморфизованной толщей зеленых сланцев, интенсивно складчатых, нередко вплоть до пloidчатости. Выше по разрезу залегают вулканогенные образования, представленные базальтами, андезито-базальтами, андезитовыми, базальтовыми порфиридами, дацитовыми, липарито-дацитовыми и липаритовыми порфирами и их туфами. Среди вулканогенных толщ встречаются горизонты грубых брекчий (олистостромоводобных пород), обломочный метериал в которых представлен преимущественно известняками. Непосредственных взаимоотношений между метаморфическими и вулканогенными образованиями наблюдать не удалось, однако, учитывая различия в их структурных планах, можно предполагать их принадлежность к разным тектоническим пластинам.

Выше вулканитов в разрезе залегает терригенная толща с горизонтами черных битуминозных известняков и отдельными горизонтами олистостромом. По полевым определениям собранной фауны возраст этой толщи - позднесилурийско-раннедевонский. Внутренняя структура толщи - сложная, смятая в складки, нередко изоклинальные. Эта терригенная толща залегает на вулканитах в виде останцов покрова. На терригенных породах (в сводном разрезе) залегает тектоническая пластина, сложенная черными, темно-серыми битуминозными известняками. Известняки имеют прихотливые очертания выходов на поверхность, очень часто нижележащие терригенные образования отсутствуют и известняки залегают непосредственно на вулканогенном комплексе. Выше, с тектоническим контактом в основании, лежит толща массивных серых, светло-серых, кремневых рифогенных, сильно трещиноватых, закарстованных известняков с горизонтами красных бокситоносных разностей эмского возраста мощностью до 300 м. Бокситоносные известняки перекрываются олистостромовой толщей, матрикс в которой представлен терригенно-карбонатной смесью, а олистолиты более чем наполовину - известняками, а также терригенными и кремнистыми породами. Выше по разрезу лежат мелкие тектонические чешуи, сложенные, преимущественно, слоистыми, часто битуминозными известняками с горизонтами кремнистых пород позднеэмского возраста.

Выше, с тектоническим контактом в основании, залегает терригенная толща с маркирующими горизонтами валунных конгломератов и кирпично-красных песчаников, которая сменяется олистостромовой толщей с олистолитами рифогенных известняков франского возраста, перекрывающейся алевроито-глинистой, а затем песчаниковой толщей с горизонтами и линзами валунных конгломератов. Общая мощность разреза около 8 км.

5. Фациальный спектр пород очень разнообразный: рифогенные известняки, эффузивы, пирокластические, кремнистые, терригенные породы разной гранулометрической размерности. В средней и верхней частях разреза наблюдаются молассоидные и флишоидные толщи. Характерной особенностью разреза является пространственная совмещенность бати-

метрически контрастных пород: мелководных рифогенных известняков и мелководных отложений (турбидитов, радиоляритов, спилитов). Встречаются мощные пачки и линзы конгломератов и олистостром с обломками разной размерности – от песчано-гравийной до валунной и глыбовой. Такая батиметрическая контрастность вулканогенных и осадочных пород весьма характерна для островодужных комплексов. Она отражает первичную батиметрическую контрастность осадконакопления в таких обстановках, которая впоследствии обычно осложняется коллизионными процессами.

6. Геохимические особенности магматических пород, обнажающихся в пределах Щучинского выступа [15], свидетельствуют о заложении Щучинской островной дуги на океанической коре. Предполагается, что первичные базальтовые расплавы выплавлялись из неистощенной мантии под воздействием субдукционных процессов. В промежуточных очагах они эволюционировали до андезито-базальтового, плагиогранитного и гранитного составов.

Литература

1. Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые пояса Евразии // Геотектоника, 1965, № 6. С. 3-18.
2. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 128 с.
3. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Смирнова Л.Г. Геологическая карта фундамента Западно-Сибирской плиты / Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Т.1, Томск, 2000. С.26-29.
4. Бочкарев В.С., Криночкин В.Г. Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // Тектоника платформенных областей. Новосибирск, Наука, 1988, с. 80-104.
5. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геол. и геофизика, 1994, Т. 35, №№ 7-8. С.8-28.
6. Шенгер А.М. Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геол. и геофизика, 1994, Т. 35, №№ 7-8. С.41-58.
7. Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника, 1997, №4. С. 30-45.
8. Каныгин А.В., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Клец А.Г., Сарасев С.В., Фомин А.Н. Девонские рифы на Ямале: новые данные о возрасте и геологическом строении / Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Т.2, Томск, 2000. С.301-303.
9. Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М. и др. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 119 с.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.1. М.: Недра, 1990. 327 с.
11. Делсеев В.А. Взаимоотношения Полярного Урала с соседними складчатыми областями // Геологический сборник 3, тр.ВНИГРИ, вып.126. Л., 1958. С.371-399.
12. Максимов С.П., Самолетов М.В., Немченко Н.Н., Клемина Л.Н., Копеев В.Д. Палеозойский карбонатный комплекс – перспективный объект поисков залежей УВ на Ямале // Геология нефти и газа, 1987, № 10. С.30-36.
13. Воронов В.Н., Коркунов В.К., Ивашкева Д.А. Палеозойские рифогенные постройки – новые нефтегазопромысловые объекты Ямала // Геология нефти и газа, 1997, №6. С. 4-9.
14. Воронов В.Н., Коркунов В.К., Ивашкева Д.А. Новые перспективные нефтегазопромысловые объекты Западной Сибири // Геология нефти и газа, 1999, №№5-6. С.7-14.
15. Ремизов Д.Н. Тектоно-магматическая эволюция глубинных зон палеозойской островодужной системы Полярного Урала. Автореф. докт. дисс. С.-Петербург, 1999. 34 с.

К докембрийско-раннепалеозойской истории Центрально-Азиатского палеоокеанического бассейна

Байкальско-каледонские складчатые системы Урало-Монгольского складчатого пояса рассматриваются [1,5,7] как результат развития Ц.Азиатского палеоокеанического бассейна. Возникновение бассейна связывается с распадом Родинии [6,8], включавшей и области современной В-Европейской, Китайских и Сибирской платформ. Начало распада суперконтинента можно соотносить [2,3] с возрастом внутриконтинентальных кислых вулканитов (1300 ± 50 млн лет), фрагменты пояса которых прослеживаются на Урале, вдоль Ю-З границы Кокчетав-СевероТяньшаньской структурно-формационной зоны (СФЗ), по С-В обрамлению Тарима, по северу Южно-Китайской платформы и далее в Корею.

В позднем рифее, практически уже по предопределенной границе, следится окраинный вулканический (риолиты с возрастом 850 ± 30 млн лет) пояс, свидетельствующий об Андийском типе Ю-З (современного) сочленения Катазии с уже существовавшей рифейской океанической структурой.

Вдоль З и Ю-В границ Сибирской и Северо-Китайской платформ не столь четко, но определенно для этого времени вырисовываются пояса фациальных комплексов пассивных окраин.

В венде граница Катазии еще раз маркируется орогеническим поясом, получившим в Китае название Цинлиньского [8].

Для раннего палеозоя рассматриваемые границы лишь участками отступают в сторону палеобассейна за счет позднерифейских призм флишoidов и четко маркируются поясами шельфовых, склоновых и сменяющих их в сторону бассейна пелагических фациальных комплексов.

Эта сравнительно простая картина осложняется наличием в пределах складчатых областей крупных древних блоков типа Тургайского (Сырдарьинского), Атасу-Джунгарского и Центрально-Казахстанского (Балхашского), Дзабханского, а также множества блоков типа Чуйского, Иссык-Кульского, Улутауского, Макбальского, Бурханского и многих других, занимающих в сумме огромные площади и создающих мозаично-петельчатый облик общей структуры.

Сравнение разновозрастных образований этих блоков, включая спектры магматических проявлений [2], говорит о их различной истории и о принадлежности двум основным разновидностям.

Первая из них, типа блоков в Кокчетав-СевероТяньшаньской СФЗ, обрамляющихся рифейскими (?) пелагитами и пестрыми по набору раннепалеозойскими типичными фациальными комплексами активных окраин островодужного типа включающая основную массу байкальских и кале-

¹ Институт геологии НАН Кыргызтан, Бишкек, Кыргызтан.

донских интрузий, должна рассматриваться в качестве составной части активного пояса.

Вторую разновидность представляют такие блоки, как Балхашско-Джунгарский, Сырдарьинский, Дзабханский, с чертами, присущими собственно континентальному обрамлению. Их современное положение в складчатом поясе обязано поздним, быть может послегерцинским, деформациям.

Рассмотрение формационных комплексов синийского (тамьян + венд) [3] интервала существенно дополняет складывающуюся иллюзорную картину непрерывного рифейско-раннепалеозойского тектонического этапа.

Начало синия (около 700 млн лет) - может характеризоваться общей для Восточно-Европейской платформы, Тарима, Южно-Китайской платформы и древних блоков внутри каледонид Тянь-Шаня и Центрального Казахстана обстановкой обширных мелководий на поверхности предшествовавшего пенепплена.

На раннесинийское время для всех континентальных масс катазийской группы и Восточно-Европейскую платформу приходится сменивший субплатформенное состояние масштабный внутриконтинентальный рифтогенез, завершившийся в венде формированием вдоль континентальной окраины протяженного, вышеупомянутого Цинлиньского орогенического пояса, напоминающего современные эпиплатформенные орогены.

Таким образом, в результате предсинийских событий (700±20 млн лет) возникли не только коллизионно-аккреционные образования типа Уральских, В-Саянских байкалитид, но и аккреционные пояса типа Кокчетав-СевероТяньшаньской СФЗ, преобразованные в результате поздневендско-раннепалеозойских (около 600 млн лет) раскрытий в активные океанические островодужные окраины.

В рифейско-раннепалеозойской истории регионов Центральной Азии таким образом можно проследить следующий ряд событий: 1) возникновение на суперконтиненте Родиния трансконтинентальной рифтовой системы, маркируемой цепями среднерифейских контрастных вулканитов (около 1300 млн лет); 2) преобразование в позднем рифее этой системы в океаническую структуру, расколовшую суперконтинент на основные составные части с приконтинентальными осколками типа Иссык-Кульского, Чуйского, Улутауского, Кокчетавского и многих других сиалических блоков, оказавшихся внутри океана; 3) субдукционные процессы в океаническом бассейне и возникновение по окраине Катазийского континента вулканического пояса андийского типа; 4) предсинийские коллизия и аккреция, давшие прирост Сибирской, Восточно-Европейской и Катазийской массам; 5) синийский рифтогенез, завершившийся (около 650 млн лет) формированием ранневендского орогенического пояса; 6) поздневенд-раннепалеозойские океанические раскрытия, захватившие часть рифейских аккреционных масс и превратившие их в пояса активных островодужных окраин; 7) каледонские коллизионно-аккреционные процессы, создавшие Киргизско-Казахский континент.

Литература

1. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хера-скова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т.35, №7-8. С.59-75.
2. Киселев В.В.. Уран-свинцовая (по цирконам) геохронология магматических проявлений Северного Тянь-Шаня // Изв.НАН КР, Илим. 1999. С.21-33.
3. Киселев В.В., Максумова Р.А.. Аналоги синия в палеозоидах Тянь-Шаня // Структурный анализ в геологических исследованиях. Тр. Междунар. Конф. Томск: Изд. Том. ун-та, 1999. С. 92-97.
4. Ломизе М.Г. Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева 60 лет спустя) // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1994. №1. С. 48-64.
5. Ломизе М.Г., Демина Л.И., Заршиков А.А.. Киргизско-Терекский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Геотектоника. 1997. № 6. С. 35-55.
6. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур Тихоокеанского и Индо-Атлантического типов в позднем докембри и венде // ДАН. 1996. Т. 350, №6. С. 799-802.
7. C.Sengor A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis. Yin An, M. Harrison (eds), Tectonics of Asia. Preprint – 1995/96
- Xu Xiaosong, Xu Qiang, Pan Guitang, Lin Qiaohong. Paleogeography of the South China Continent and its contrast with the Pangea // Pr. 30-th Int'l. Geol. Congr. 1997. V.8. P. 332-349.

А.А. Ковалев¹, С.А. Ушаков¹

Совершенствование тектонических карт, разрабатываемых на мобилистской основе

В 1984–1985 гг. авторы опубликовали статьи о принципах и методике составления тектонических карт (карт III поколения) с позиций теории тектоники плит [1,2]. В этих статьях указывалось, что в разрабатываемых в последние (70–80-е) годы с позиций теории тектоники плит геодинамических моделях эволюции литосферы и земной коры различаются стадии эволюции данного региона и существовавшие на каждой стадий эволюции геодинамические обстановки, находящие отражение в характерных структурно-фациальных комплексах. Предлагалось при составлении обзорных и региональных тектонических карт прежде всего выделять своим цветом определенные структурные элементы земной коры – «маркеры» геодинамических обстановок геологического прошлого. При этом считалось целесообразным геологические формации, характерные для определенных структурно-фациальных комплексов, показывать крапом, а возраст (время развития) структурных элементов обозначать буквенно-числовыми индексами.

На основе ранее разработанной систематики структурных элементов, была предложена типовая легенда (условные обозначения) к тектоническим картам нового поколения, в которой нашли отражение:

I.Стабильные структурные элементы (кристаллические щиты).

¹ Музей земледения, Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия.

Классификация важнейших структур земной коры

Класс	Типы важнейших структур и их положение на поверхности Земли		
	Океан	Переходная зона от океана к континенту	Континент
I. Дивергент-ные границы плит, зоны раздвижения земной коры (тафрогены)	Срединно-океанические хребты (поднятия), подтипы «медленного» и «быстрого» спрединга	Дно спрединговых окраинных морей	
		Пассивные окраины континентов и микроконтинентов (атлантический тип)	
		Авлакогены (недоразвившиеся ветви рифтов)	
		Межконтинентальные рифты	
II. Зоны скольжения плит (трансформные разломы)	Разломы I рода (рифт-зона субдукции)	Разломы II рода (рифт-зона субдукции)	Рифтовые зоны
			Разломы III рода (зона субдукции-зона субдукции)
	Короткие системы спрединга на трансформных разломах (пулл-апарт суббассейны)		
III. Конвергентные границы плит	IIIa. Субдукционные обстановки		
	Глубоководные желоба		
	Островные дуги энсиматические		
		Микроконтиненты (энсиматические островные дуги)	
		Активные окраины континентов (кордильерский и андийский типы)	
	IIIb. Коллизионные обстановки		
	Зоны скупивания океанической коры		
		Зоны столкновения островной дуги с континентом	
		Зоны столкновения микроконтинента с континентом	
		Зоны столкновения континентов (гималайский тип)	
	Зоны столкновения континентов (кавказский тип)		
IV. Стабильные и относительно стабильные геодинамические обстановки (кратоны)	Абиссальные впадины (ложе океанов)	Дно окраинных отгороженных морей	Платформы и щиты
	IVa. Зоны внутриплитной тектономагматической активизации («горячие» точки и поля, slab-pull зоны)		
	Цепи вулканических островов, подводных гор и плато		Трапповые провинции, поля интрузий щелочных гранитов, сиенитов, ультрабазит-щелочных (с карбонатитами), кимберлитовых трубок и даек
			Зоны базальтоидных вулканов, несквов и даек среди субплатформенных отложений

II. Пояса раздвижения земной коры, включающие: 1) области предрифтовой активизации; 2) рифтовые зоны континентов; 3) авлакогены; 4) пассивные окраины континентов (внутриконтинентальные бассейны, шельф, континентальный склон и подножие); 5) срединно-океанические хребты (абиссальные впадины и отгороженные окраинные моря); 6) спрединговые окраинные моря (малые океанические бассейны).

III. Пояса и зоны схождения, поддвигания и столкновения литосферных плит: 1) островные дуги на океанической коре (энсиматические); 2) островные дуги на переходной и континентальной коре (энсиалические – микроконтиненты); 3) активные окраины континентов кордильерского и андийского типов; 4) пояса столкновений (коллизии) островных дуг и континентов, микроконтинентов и континентов, континентальных окраин между собой.

IV. Зоны скольжения литосферных плит – трансформные разломы (I, II и III рода).

Вскоре предложенные авторами принципы и методика составления тектонических карт стали использоваться. В частности, они нашли отображение в Геодинамической карте СССР масштаба 1:2 500 000 и ряде других карт. Учтены они и в методическом руководстве «Типовые условные обозначения для тектонических карт».

В последующие годы, при разработке моделей строения и эволюции орогенов и определении типа важнейших структур земной коры (геодинамических обстановок), в которых формировались месторождения полезных ископаемых, возникла необходимость усложнить комплекс этих структур. Выяснилась важная роль пулл-апарт структур и зон сучивания океанической коры, возникающих на ранних – переходных к средним стадиям развития океанов.

Зоны сучивания, по существу, являлись местами первоначального образования складчато-надвиговых поясов – орогенов, закладывавшихся еще на океанической коре. При разработке минерагенических моделей формирования скарноидных месторождений W, Mo и Sn была определена геодинамическая обстановка, в которой возникали эксгаляционно-осадочные руды указанных металлов – пулл-апарт суббассейны на океаническом дне, связанные с короткими системами спрединга на трансформных разломах [3].

Классификации зон сучивания океанической коры и пулл-апарт структур (суббассейнов) были опубликованы позднее [4]. При этом были отмечены определенные сложности, возникающие при индентификации обстановок пулл-апарт структур и указано, что наиболее надежным является металлогенический критерий, т.е. присутствие выявленных проявлений рудоносных скарноидов, сопровождаемых подстилающими биотитовыми и биотит-роговообманковыми роговиками и перекрывающими хемогенными известняками.

Наконец, позднее, при анализе проявлений тектономагматической активизации на поздних стадиях эволюции некоторых осадочных бассей-

нов, была определена роль специфических проявлений - slab-pull - зон базальтоидных вулканов, некков и даек среди субплатформенных отложений. Эта активизация была результатом прорыва астеносферной магмы из магматического очага, возникающего при отрыве (разрыве) на большой глубине в мантии нижней части длительно субдуктируемой океанической литосферной пластины [5].

Чтобы показать, какие новые структурные элементы и связанные с ними геологические формации необходимо выделять на совершенствуемых тектонических картах, приведем усовершенствованную классификацию важнейших структур земной коры (таблица), в которой жирным текстом отражены новые, подлежащие выделению важнейшие структуры земной коры (геодинамические обстановки и структурные элементы).

Литература

1. Ковалев А.А., Ушаков С.А. Новый принцип составления тектонических карт (с позиций теории тектоники литосферных плит) // Жизнь Земли (глобальная тектоника и динамика природных процессов). М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 31–35.
 2. Ковалев А.А., Ушаков С.А. Методика составления тектонических карт с учетом достижений теории тектоники литосферных плит / Под ред. А.А.Ковалева, Г.Ольсзак. Тектоника плит и полезные ископаемые М., МГУ, 1985. С. 185–191.
 3. Ковалев А.А., Леоненко Е.И. Методика глубинного прогнозно-геодинамического картирования. М.: Изд-во МГУ, 1992. 152 с.
 4. Ковалев А.А. Некоторые новые модели и индикаторы геодинамических обстановок // Жизнь Земли (строение и эволюция литосферы). М.: Изд-во МГУ, 1996. С.121–123.
- Ковалев А.А., Леоненко Е.И. Геодинамическая модель эволюции Центрально-Европейского бассейна: Роль субдукции, пулл-апарт структур и отрыва сегмента субдуцируемой плиты // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты (материалы совещания) М., ГЕОС., 1998. С. 237–238 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).

Д.В.Коваленко¹

Тектоническая значимость вращений геологических блоков в горизонтальной плоскости при коллизии островная дуга – материк

В настоящее время любые тектонические реконструкции редко обходятся без привлечения палеомагнитных данных. В частности, большой популярностью пользуется анализ склонений векторов первичной намагниченности пород. Сразу после приобретения породой намагниченности, склонение вектора намагниченности равно нулю. Тем не менее, в современных геологических структурах намагниченность блоков пород часто характеризуется склонением, отличным от нуля. В свете современных тектонических концепций этот факт объясняется вращением геологических блоков относительно различных полюсов вращения.

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



Рис. 1. Деформации и вращения блоков пород при коллизии островная дуга - континент со сдвиговой компонентой. Черные стрелки – склонение намагниченности, белые – направления перемещения литосферных плит

В случае, если полюс вращения значительно удален от исследуемого геологического блока (например, при глобальных перемещениях литосферных плит), склонения намагниченности приобретаются при широтных перемещениях блока.

Если полюс вращения находится внутри блока или не сильно удален от него, то перемещения таких блоков можно назвать вращением в горизонтальной плоскости или вращением вокруг вертикальной оси. В большинстве тектонических реконструкций предполагается, что такие вращения блоков пород связаны со сдвиговыми деформациями или с веерообразным спредингом на континентальной окраине.

Ниже рассмотрены различные модели коллизии островная дуга – материк и выявлены типы коллизии, также приводящие к вращению блоков в горизонтальной плоскости.



Рис. 2. Деформации и вращения блоков пород при коллизии островная дуга – континент без сдвиговой компоненты. Условные обозначения см. на рис. 1

I. Коллизия со сдвиговой компонентой (рис. 1). В процессе косой коллизии (рис. 1А, Б) части дуги обламываются и вращаются при обдущировании при левосторонней сдвиговой компоненте против часовой стрелки (при правосторонней сдвиговой компоненте – наоборот). Возраст деформаций омолаживается с юга на север. При простирации дуги параллельно окраине материка (рис. 1В) все части дуги вступают в коллизию одновременно и обдущируются с вращением против часовой стрелки. В случае, если величина угла конвергенции океанической плиты и континентальной окраины не превышает 45° , возможно длительное перемещение террейнов вдоль окраины материка (1000–3000км), а обдущированные части терейнов при этом должны быть «расстачены» по побережью на большие расстояния. На рис.1,Г показан вариант перемещения островной дуги вдоль окраины материка при ковергенции плит, характеризующейся чистым левым сдвигом, но при условии нели-

нейной формы береговой линии (как практически всегда и бывает). Очевидно, что столкновение дуги с выступами береговой линии также приводит к транспрессионным деформациям и обдугиванию блоков дуги с вращением против часовой стрелки.

II. Коллизия без сдвиговой компоненты (рис. 2). Как показано на рис. 2,А,Б, при косой коллизии дуги блоки пород вращаются в горизонтальной плоскости как минимум на угол θ против или по часовой стрелке. При простирации дуги параллельно береговой линии, вероятно, незначительно вращаться будут фланговые части дуги - против часовой стрелки на юге и по часовой стрелке - на севере (рис. 2,В). Величины вращений, по-видимому, будут меньше, чем при косой коллизии. На рис.2,Г показано торцевое столкновение. В этом случае аллохтонные островодужные пластины будут локализованы в ограниченном районе, предсказать направления и величины вращений блоков невозможно. Модели коллизии, перечисленные в этом пункте, до сих пор не рассматривались в тектонической литературе.

Выводы. Покровно- складчатые деформации, связанные с большинством типов коллизии островная дуга – континент, могут приводить к сильным вращениям блоков пород в горизонтальной плоскости. Относительно слабые вращения блоков пород в горизонтальной плоскости, видимо, возможны только при фронтальной коллизии без сдвиговой компоненты (рис. 2,В). Совместный анализ величин и направлений вращений аллохтонных блоков пород в горизонтальной плоскости, а также времени и направлений деформаций в этих породах, необходим для реконструкции типа коллизии островная дуга – материк и ориентации дуги относительно материка.

И.К. Козаков¹, В.П.Ковач, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова

Проблема возраста кристаллического фундамента микроконтинентов Центральной Азии: результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований

Структура Центрально-Азиатского складчатого пояса определяется сочетанием массивов с кристаллическим основанием (микроконтинентов) и фанерозойских подвижных поясов, возникших на месте океанов: Палеоазиатского и Палеотетиса [7]. Наиболее крупные массивы, для которых предполагается дорифейское основание, это Тувино-Монгольский и Дзабханский. Единственной структурой, для которой получены данные, подтверждающие присутствие дорифейских комплексов в его фундаменте, является Байдарикский блок Дзабханского микроконтинента. Для него

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

на основании геохронологических и Nd изотопных данных было установлено проявление корообразующих процессов в раннем протерозое (1,8–2,5 млрд лет) и архее (2,9–3,3 млрд лет) [4].

Nd изотопные данные для источников гранитоидных комплексов Тувино-Монгольского массива показывают, что корообразующие процессы, проявленные в нем, принципиально отличны от таковых в основании Дзабханского микроконтинента. В гранитоидах гнейсо-мigmatитовых комплексов Тувино-Монгольского массива, преобладают средне- и раннерифейские значения Nd модельных возрастов $\epsilon_{Nd}(T) = -0,8$ – $-6,3$, $T_{Nd}(DM)$ 1,2–1,6 млрд лет. Раннепротерозойский Nd модельный возраст установлен только для ультраметагенных гранитов, который близок возрасту источников супракrustальных пород ($T_{Nd}(DM) = 1,6$ – $1,9$ млрд лет). Для раннепалеозойских гранитоидов, локализованных в карбонатных толщах, установлены позднерифейские значения Nd модельных возрастов при положительных значениях ϵ_{Nd} ($\epsilon_{Nd}(T) = +1,8$ – $+4,7$, $T_{Nd}(DM)$ 8,5–1,0), что характерно для «раннекаледонской изотопной провинции» [2].

Это свидетельствует о том, что в области магмогенерации отсутствуют, или, по крайней мере, не пользуются повсеместным распространением не только раннедокембрийские кристаллические комплексы, но и аналоги полиметаморфических комплексов западной части Тувино-Монгольского массива. Ранее рассматривалась модель, согласно которой осадочные чехлы пассивной окраины Родинии, частью которой являлся Тувино-Монгольский массив, были сформированы на коре переходного типа, представленной системой отмерших островных дуг и задуговых бассейнов средне-раннерифейского возраста [3, 9].

Вместе с тем, исследования последних лет показали, что в структурах обрамления Сибирской платформы реконструируется позднерифейская активная континентальная окраина [6, 8], что подразумевает проявление раннебайкальских корообразующих процессов. На палеогеодинамических реконструкциях Палеоазиатского океана для позднего рифея [1, 7] в обрамлении Сибирского кратона предполагается существование бассейнов, сформированных на коре переходного типа. Можно предположить, что основание толщ Тувино-Монгольского массива действительно представляет собой систему отмерших островных дуг и задуговых бассейнов, но не средне-раннерифейского, а позднерифейского возраста. Это находит косвенное подтверждение в данных о возрасте детритовых цирконов метатерригенных толщ, полученных методом SHRIMP: 750, 800 и 900 млн лет. С этих позиций формирование ϵ_{Nd+} гранитов с модельными возрастaми 0,8–1 млрд лет Тувино-Монгольского массива может быть связано с плавлением преимущественно коры переходного типа позднерифейского возраста при незначительном вкладе более древнего корового источника. Возникновение же ϵ_{Nd-} гранитов с ранне- и среднерифейскими Nd модельными возрастaми происходило за счет смешанного источника позднерифейского и, возможно, каледонского возраста и корового материала дорифейского возраста. В качестве последнего могут рассматриваться супракrustальные образования

эризинского и моренского комплексов Тувино-Монгольского массива. Широкие вариации величин $\epsilon_{Nd}(T)$ близких по возрасту и пространственному положению гранитоидов могут объясняться различной степенью плавления смешанных в различных пропорциях источников.

Следует особо отметить, что изотопная структура континентальной коры Байдарикского блока Дзабханского микроконтинента характеризуется вертикальной неоднородностью – архейская кора, обнаженная на современном эрозионном срезе, «подстилается» образованиями, имеющими в среднем рифейский и раннепротерозойский Nd модельные возрасты [4]. При этом ранне- и среднерифейские Nd модельные возрасты были установлены в палеозойских гранитоидах и Дзабханского микроконтинента и Тувино-Монгольского массива. Иными словами, несмотря на принципиальные различия в их геологическом развитии, в раннем палеозое на уровне образования коровых магм изотопные характеристики коры в обоих массивах оказываются сходными.

При обсуждении установленной особенности Nd изотопной систематики исследованных гранитоидов необходимо остановиться на рассмотрении двух возможных вариантов интерпретации Sm-Nd изотопных данных – моделей гомогенного и гетерогенного источников. В первом варианте предполагается, что значения Nd модельных возрастов гранитоидов отражают время формирования континентальной коры. Во втором варианте допускается, что получаемые значения Nd модельных возрастов могут быть связаны с процессами смешения различных источников и, соответственно, не дают прямой информации о времени проявления корообразующих процессов. Процесс смешения может быть реализован, с одной стороны, в результате тектонического совмещения пород с различными изотопными характеристиками, с другой – в результате поступления молодого ювенильного материала в более древнюю кору, а затем последующего плавления образованной смеси в области магмогенерации. Для объяснения получаемых промежуточных значений Nd модельных возрастов при допущении достаточно полного плавления смеси сам механизм (тектонический или ювенильный) принципиального значения не имеет – определяющим фактором являются пропорции пород с различными изотопными характеристиками. Для реализации модели тектонического совмещения нужно предположить, что толщи шельфа, изначально залегавшие на кристаллических образованиях континентального склона, были сорваны со своего основания и тектонически перемещены на более молодые островодужные комплексы или комплексы океанических бассейнов. Другой подход не предполагает крупномасштабных перемещений тектонических пластин. В его основе лежит модель «underplating» – последовательного внедрения в низы коры ювенильного материала, что приводит к формированию в среднем более молодой коры, которая затем служит источником гранитоидных расплавов. Эта модель была использована при анализе изотопной структуры континентальной коры Байдарикского блока Дзабханского микроконтинента [4].

Полученные геолого-геохронологические и изотопно-геохимические данные дают основание пересмотреть представления о геодинамической позиции микроконтинентов в ходе развития Палеоазиатского океана. В первую очередь необходимо отметить, что Тувино-Монгольский массив в его современном картографическом выражении не может рассматриваться как фрагмент древнего кратона, что принципиально отличает его от Дзобханского микроконтинента [5]. В соответствии с этим, выделяемые в Центральной Азии на основании Nd изотопной систематики фанерозойских гранитоидов «дорифейские изотопные провинции» [2] имеют различную природу. Если в образовании континентальной коры основания Дзобханского микроконтинента устанавливается проявление архейских и раннепротерозойских корообразующих процессов, то формирование континентальной коры Тувино-Монгольского массива связано с неоднократным размывом пород континентальной коры в среднем раннепротерозойского возраста и добавкой корового материала позднерифейского и, возможно, венд-раннепалеозойского возрастов.

Исходя из этого, можно предполагать и различные механизмы формирования коры в основании этих структур, которые приводят к образованию «дорифейских изотопных провинций». Так, установление вертикальной неоднородности в изотопной структуре Байдарикского блока Дзобханского микроконтинента можно связывать с процессами многоэтапного смещения древней архейской континентальной коры с ювенильным материалом, поступавшим в его основание в раннем и позднем докембрии и в фанерозое. Для Тувино-Монгольского массива, если принять во внимание полученные оценки возраста и источников гранитоидных комплексов, а также интервала формирования толщ, представляется маловероятным существование замещаемого раннедокембрийского фундамента. Предпочтительной является модель присутствия в его основании более молодой позднерифейской и фрагментов раннекаледонской коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 99-05-65337, 99-05-65687, 00-057211).

Литература

1. Диденко А.Н. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7-8. С. 59–75.
2. Коваленко В.И. и др. Sm-Nd изотопные провинции Центральной Азии. // ДАН. 1996. Т. 348, № 2. С. 220–222.
3. Коваленко В.И. и др. Корообразующие процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
4. Козаков И.К. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные. // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240–248.
5. Козаков И.К. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: Результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов. // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 173–189.
6. Кузичев А.Б. и др. Сумсунурский тоналитовый комплекс в Тувино-Монгольском террейне: Верхнерифейский (0,8 млрд лет) магматизм континентальной дуги // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещ. СПб.; Тема, 1999. С. 62–65.

7. Моссаковский А.А. и др. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
8. Рышк Е.Ю. и др. Байкало-Муйский складчатый пояс: Фрагмент позднедокембрийской континентальной окраины // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещ. СПб.: Тема. 1999. С 136–138.
9. Ярмолук В.В. и др. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.

Е.С. Колтышева¹

Унаследованность тектонического развития как показатель эволюции земной коры Урала

Выполнен количественный анализ палеотектонических данных по девяти профилям вкрест простирания Уральских структур. Это позволило выделить эпохи тектонической активизации, выполнить тектоническое районирование по степени унаследованности вертикальных движений.

С этой целью были использованы Палеотектонические карты СССР масштаба 1:5 000 000, составленные по 16 временным периодам с юрматинского времени по верхний триас Т.Н. Спижарским и др., ВСЕГЕИ [4]. Амплитуды нисходящих и восходящих движений оценивались по этим картам в точках пересечений профилей ГСЗ, а также профилей, проходящих через 52, 56, 60, 64 градуса с.ш. со структурами первого порядка и блоками, выделенными по данным ГСЗ в пределах этих структур. Построены графики процентного соотношения поднятий и погружений и суммарной мощности осадков по Тагило-Магнитогорскому и Предуральскому прогибам. Рассмотрена динамика осадконакопления в различных структурно-формационных зонах Урала.

Скорости осадконакопления в докембрии характеризуются пониженными значениями. В венде происходила активизация вертикальных движений, при этом повсеместно отмечаются нисходящие движения с наибольшими значениями скорости в Западно-Уральской зоне складчатости и Тагило-Магнитогорском погружении. С нижней кембрии происходило общее воздымание Уральского региона и прилегающей части Русской платформы. В палеоокеаническом и восточном палеоконтинентальном секторе [3] воздымание сменилось интенсивным погружением в начале майского века. В этих зонах осадконакопление продолжалось вплоть до нижнего карбона, сменившись затем восходящими движениями. Максимальные скорости осадконакопления отмечены, в основном, в среднем и верхнем кембрии, силуре, среднем и верхнем девоне; с наибольшей скоростью погружения происходили в Тагило-Магнитогорском и Восточно-Уральском прогибах.

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

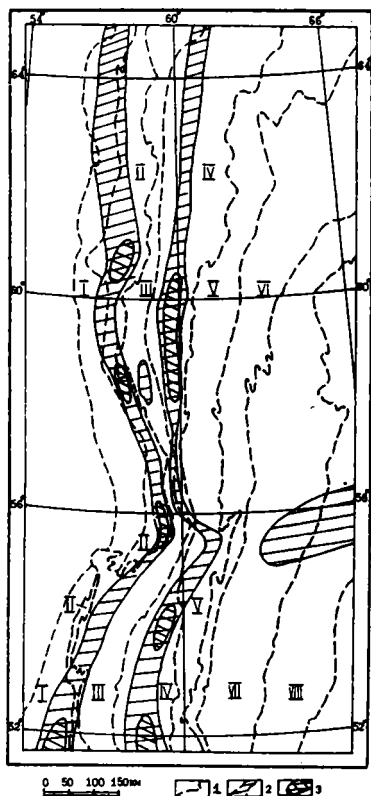


Схема унаследованности тектонического развития по Уральскому региону

1 – структуры первого порядка, по И.Д. Соболеву: I – Предуральский краевой прогиб, II – Западно-Уральская зона складчатости, III – Центрально-Уральское поднятие, IV – Тагило-Магнитогорский прогиб, V – Восточно-Уральское поднятие, VI – Восточно-Уральский прогиб, VII – Зауральское поднятие, VIII – Тюмено-Кустанайский прогиб; 2 – коэффициент унаследованности 25 – 50%; 3 – то же, < 25%

90%), а со среднего девона по верхнюю пермь – погружения (до 90%).

Суммарная мощность накопленных осадков в Тагильском трое максимальна в верхнем девоне – нижнем карбоне. В Предуральском краевом прогибе суммарная мощность в нижнем девоне минимальна, затем она возрастает, достигая максимума в верхнепермское время. Осадки сносились с размываемой части Палеоурала и накапливались в Предуральском прогибе.

Наиболее характерные точки палеотектонических графиков приходятся

В то же время, на восточной окраине Русской платформы и в Предуральском краевом прогибе картина принципиально иная: восходящие движения продолжались с начала кембрия по нижний девон, сменившись в среднем девоне погружениями с максимальной интенсивностью в нижнепермское время. Режим осадконакопления в Западно-Уральской складчатой зоне имеет черты, сходные отчасти с режимом осадконакопления в Тагило-Магнитогорском, а отчасти с таковым в Предуральском прогибах.

В триасе Уральская складчатая система и прилегающая часть Русской платформы вовлечены в общее поднятие.

Процентное соотношение поднятий и погружений изменялось на Урале по-разному. В палеоокеаническом и восточном палеоконтинентальном секторе в майском веке – верхнем кембрии и со среднего ордовика по нижний карбон преобладали погружения (до 80%). В западном палеоконтинентальном секторе, наоборот, вплоть до нижнего девона преобладали поднятия (60–

ся на интервал средний девон – нижний карбон, что отражает смену динамических режимов осадконакопления в этот период.

Таким образом, в Уральском регионе отчетливо выделяются две области с разной динамикой осадконакопления: западная и восточная. Граница между ними, в основном, проходит между Предуральским прогибом и Западно-Уральской зоной складчатости, а в районе 56° с.ш. – между Центрально-Уральским поднятием и Западно-Уральской складчатой зоной.

Метод палеотектонического анализа, позволяющий получить количественную характеристику унаследованности вертикальных тектонических движений, был предложен В.Б. Нейманом [2].

Вначале определяется разность мощностей в двух смежных структурах, по каждому временному периоду в отдельности, затем, суммировав эти разности без учета знака, можно получить общую сумму относительных вертикальных перемещений двух структур:

$$\sum_{i=1}^{i=n} |h_{i \max} - h_{i \min}|$$

Фактическая палеоамплитуда исследуемого горизонта соответствует разности суммарной мощности горизонтов в смежных структурах:

$$H_{\max} - H_{\min}$$

Разделив общую разность мощностей на сумму разностей мощностей, получаем коэффициент унаследованности (КУ) вертикальных тектонических движений:

$$КУ = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{\sum_{i=1}^{i=n} |h_{i \max} - h_{i \min}|} \cdot 100\%$$

Проведенные расчеты позволили построить выраженную в изолиниях схему степени унаследованности по Уральскому региону.

Степень унаследованности на Урале имеет сложный характер. Линии равных значений КУ преимущественно вытянуты в меридиональном направлении, вдоль простираения Уральских структур; распределение КУ обладает латеральной зональностью. Наиболее высокие значения КУ – до 100% – отмечены в зонах сочленения Тагило-Магнитогорского прогиба с Восточно-Уральским, а в районе 60 и 64° с.ш. и Центрально-Уральским поднятиями.

Обращает на себя внимание асимметричность линейно вытянутых зон КУ – зона пониженных значений наблюдается, кроме центральной, и в западной части Урала, а в пределах восточной части региона подобная зона отсутствует.

Центральная зона пониженных значений КУ, в основном, совпадает с трогом поверхности Мохоровичича. В пределах этой зоны происходит значительное изменение характера физических полей, ей соответствуют высокоамплитудная и высокоградиентная гравитационная ступень, минимальные тепловые потоки и низкая суммарная намагниченность магнетитового слоя [1].

Возникновение этой зоны связано, по-видимому, с процессом коллизии палеозойских литосферных плит.

Полученные данные позволяют сделать выводы.

1. По результатам палеотектонических исследований на Урале выделены две основные области с разной динамикой осадконакопления.

2. Центральная зона минимальной степени тектонической унаследованности связана с зоной коллизии.

3. Наиболее активное взаимодействие двух литосферных плит происходило в период со среднего девона по нижний карбон.

Литература

1. Глубинное строение Урала до геофизическим данным / С.В. Автоноев, Е.М. Ананьев и др. // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. 224 с.
2. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1984. 80 с.
3. Нечушкин Т.М. Бердянд Н.Г. и др. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.
4. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ / Под ред. Т.Н. Спичарского. Л., 1974, 1977, 1982.

Е.А. Константиновская¹

Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование

Современное структурное развитие континентальной окраины Северо-Восточной (СВ) и Юго-Восточной (ЮВ) Азии различается. Фронтальная часть окраины СВ Азии маркирована зоной активного вулканизма в Курильской островной дуге и на Восточной Камчатке (рис. 1). В пределах Камчатки кайнозойские вулканические пояса сформированы на покровно-сладчатом аккреционном основании, в структуре которого выделяются три разновозрастных островодужных террейна и Срединный микроконтинент (СМ) (рис. 2). Мезозойская активная континентальная окраина СВ Азии отмечена Удско-Мургальским (уд) и Охотско-Чукотским (оч) вулканоплутоническими поясами. Регион Охотского моря между мезозойской окраиной СВ Азии и Камчаткой подстилается литосферой Охотской микроплиты (см. рис. 2).

Структурное развитие окраины СВ Азии в кайнозое сходно с современным геодинамическим развитием окраины ЮВ Азии [3,4]. Геодинамическая обстановка зоны перехода континент-океан в северо-западной части Тихого океана в раннем кайнозое включала структурные элементы: континент – окраинное океаническое море – внутренняя дуга (АВД) – междугуовой океанический бассейн – внешняя дуга (КРД) – океан. Внутренняя и внешняя дуги располагались над зонами субдук-

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

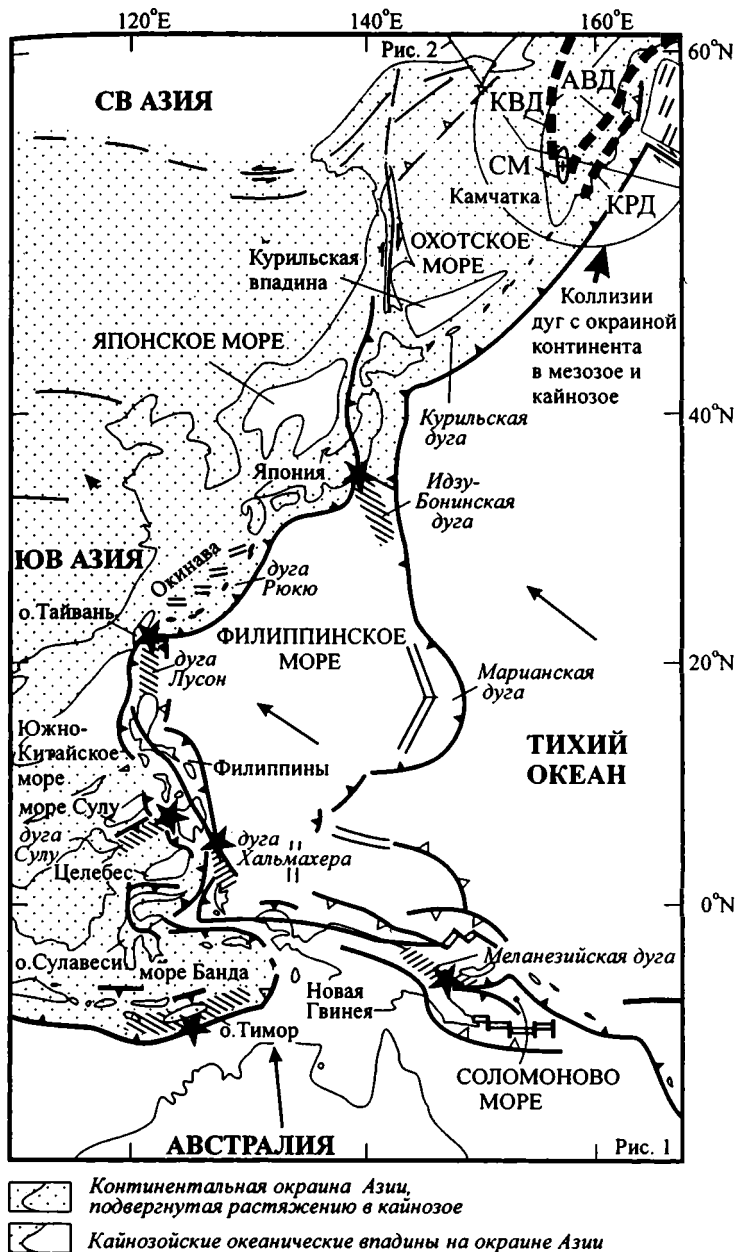


Рис. 1. Схема тектонического строения восточных окраин Азии. Зоны активной коллизии дуга - континент показаны звездами, направление абсолютного перемещения плит - стрелками. КВД - Квахонская дуга (J_2-K_1nc), АВД - Ачайваам-Валагинская дуга (K_2km-Pg_1), КРД - Кроноцкая дуга (K_2sp-km/K_2m-Pg_2).

Сейсмогеологические мегакомплексы и структурные построения.

Еще на ранних этапах изучения Западно-Сибирского бассейна Ф.Г.Гурари, Т.И.Гурова, В.П.Казаринов, А.Э.Конторович, И.И.Нестеров, Г.Э.Прозорович и другие ученые отметили, что наиболее крупные скопления нефти и газа содержатся в отложениях, перекрытых выдержанными на значительных расстояниях реперными глинистыми пачками – флюидоупорами. Тогда же они предложили выделять региональные, зональные и локальные флюидоупоры. Несколько позже, в работах Карогодина Ю.Н., Конторовича А.Э., Фотиади Э.Э., Демина В.И. и других исследователей был выделен дополнительный класс флюидоупоров – мегарегиональные.

В осадочном чехле Западной Сибири можно выделить два мегарегиональных флюидоупора – баженовская и кузнецовская свиты.

Характерной особенностью этих отложений является то, что они представлены выдержанными по толщине глинистыми пачками, сформировавшимися в эпохи трансгрессий и распространенными на обширных территориях.

Принципиально важно также то, что именно к этим геологическим реперам приурочены наиболее энергетически выраженные отражающие сейсмические горизонты, что позволяет кондиционно картировать поверхности мегакомплексов по результатам сейсморазведочных работ МОГТ.

В рамках проведенных исследований на современном информационном и технологическом уровне выполнены структурные построения по подошве мезозойско-кайнозойских осадочных образований, кровле юрского (баженовская свита) и ранний мел-туронского (кузнецовская свита) структурно-формационных мегакомплексов на всю территорию Западной Сибири, включая акваторию Карского моря. Именно эти материалы и данные региональных сейсмических профилей легли в основу построения схем тектонического районирования Западно-Сибирской геосинеклизы нового поколения.

Следует отметить, что анализ структурных поверхностей, построенных по различным реперным горизонтам мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западной Сибири, обнаружил ряд принципиальных отличий в их строении. Это обстоятельство ставит под сомнение возможность построения единой схемы тектонического строения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Вероятно, более корректно выглядит задача построения серии тектонических схем по различным стратиграфическим уровням, которые бы адекватно отображали архитектуру различных структурных ярусов. Именно такой подход и был реализован в настоящей работе.

Критерии классификации платформенных структур, схемы тектонического строения. Вопросы, связанные с историей тектонического развития и районирования Западной Сибири, являвшиеся объектом горячих дискуссий в 50–70-х годах, в последние десятилетия практически не рассматриваются ни на страницах печати, ни на научных совещаниях. Достаточно отметить, что две последние принципиально разные схемы тектонического районирования Западной Сибири под редакцией И.И.Нестерова и

В.С.Суркова были построены, соответственно, в 1974 и 1981 гг.

Следует также подчеркнуть, что классификация тектонических элементов для платформенных областей, традиционно используемая в качестве основы при построении тектонических карт Западной Сибири, была разработана еще в 1963 г. – в эпоху, когда на территории бассейна не было отработано ни одного профиля МОГТ.

В рамках проведенных исследований на базе анализа современных геолого-геофизических материалов была разработана новая классификация платформенных структур. Принципиально важным является то, что предлагаемая классификация, с одной стороны, максимально учитывает традиционные подходы, опубликованные в работах Ф.Г.Гурари, В.Д. Наливкина, И.И.Нестерова, М.Я.Рудкевича, Н.Н.Ростовцева, В.С.Старосельцева, В.С.Суркова и многих других, с другой стороны – она позволяет существенно детализировать схему тектонического районирования и более однозначно выделять контуры структур различных порядков.

С использованием разработанной классификации в рамках настоящей работы построены тектонические карты по подошве мезозойско-кайнозойских осадочных отложений, кровле юрского и ранний мелтуронского структурно-формационных комплексов. На тектонических схемах, помимо структур различных порядков, показаны разрывные нарушения, основой для выделения которых послужил анализ карт градиентов структурных поверхностей и характер сейсмической записи на временных разрезах.

История тектонического развития. Анализ серии структурных и тектонических карт, карт изопахит, сейсмических материалов позволил сделать вывод о том, что наибольшее влияние на современный структурный план чехла Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции оказали тектонические процессы, которые происходили в юрское, берриас-аптское и коньяк-кайнозойское время.

Берриас-аптский этап развития явился основным для формирования в рельефе баженовской свиты относительно небольших по размерам изометричных структур. В это время имели место преимущественно вертикальные тектонические движения, в которые были вовлечены относительно монолитные блоки домезозойского основания. К концу аптского века уже были сформированы и выражены в палеорельефе баженовской свиты практически все куполовидные поднятия, валы, впадины и прогибы. Однако 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.

На этом этапе развития имело место два принципиально важных процесса:

природа разломов подтверждена решениями сейсмических фокальных механизмов. Трансформные границы плит распространены широко, но фрагментарно, они чередуются с рифтогенными отрезками вдоль зон спрединга. Кроме того прослеживаются крупные трансформные разломы других типов, в их числе: разлом вдоль североамериканского побережья от окончания хребта Хуан-де-Фука до Алеутской зоны субдукции; разлом на границе Тихоокеанской и Австралийской плит, пересекающий Новозеландский субконтинент (где он называется Альпийским разломом), а далее следующий вдоль хребта Маккуори; разлом Сан-Андреас на границе Тихоокеанской и Северо-Американской плит от мыса Мендосино до рифтовой зоны Калифорнийского залива.

Внутриплитные разломы континентов представлены всеми кинематическими типами, они прослеживаются как в консолидированном основании, так и в толщах чехла. Наибольшая активность связана со ступенчатыми системами сбросов на обрамлении континентальных рифтов, сейсмопрофилирование показало их листрический изгиб на глубине. Решение фокальных механизмов в приуроченных к ним сейсмических очагах дает сброс, который иногда дополняется сдвиговой компонентой. Широко распространены асимметричные рифты над рассекающим кору пологим вязким сбросом, контролирующим близповерхностную систему мелких листрических разрывов. По главному сбросу развивается динамотермальный метаморфизм, продукты которого выводятся на поверхность при дальнейшем раскрытии рифта. В океанах внутриплитные смещения связаны главным образом с трансформными разломами, выражение которых в структуре и рельефе существенно изменяется при наличии поперечного растяжения (транстенсии) или сжатия (транспрессии). В последнем случае могут образоваться взбросы и надвиги, как, например, на подводном хребте Горриндж в восточной части Азоро-Гибралтарской системы.

Наибольшая глубинность, вероятно до 100–200 км, присуща надвигам/поддвигам верхней части зон субдукции там, где их висячее крыло образовано мощной континентальной литосферой. Глубинность большинства прочих активных разломов, если судить по их сейсмичности, почти на порядок меньше, они трассируются главным образом до 20–30 км, т. е. в пределах хрупкой верхней коры. При этом для сбросов прослежено листрическое выполаживание на глубине. Тем не менее для крупных сдвигов возможно их прямое, хотя и асейсмичное, продолжение вниз, в вязкую нижнюю кору. Такой результат получен для разлома Сан-Андреас на сейсмическом профиле по проекту LARSE в районе Лос-Анджелеса. Как показала новая техника профилирования с использованием волн от телесеизмических источников, разлом, следуя вертикально, пересекает там всю кору, что видно по резкому различию ее структуры и глубины залегания поверхности Мохоровичича по разные стороны нарушения: движения по сдвигу совместили участки коры неодинаковой мощности и строения. На линии профиля разлом там сейсмичен только до глубины 15 км, ниже смещения по нему предполагаются квази-

пластичными. Можно полагать, что эти соотношения представляют интерес и для других крупных сдвигов в континентальной коре, таких как Северо-Анатолийский и Таласо-Ферганский.

Новые возможности сейсмопрофилирования меняют представления и о глубинном продолжении асейсмичных, неподвижных в настоящее время разломов и сuture. Профили через suture Главного Уральского разлома, построенные на основе работ по методу ОГТ с взрывными и вибрационными источниками в сочетании с широкоугольным глубинным сейсмическим зондированием, показали, что при восточном падении под углом 35–55° он не прослеживается глубже 25–30 км. Его ограничивают обозначенные рефлекторами более пологие внутрикоровые границы.

Унаследованность в развитии сuture и разломов определяется их способностью многократно проявлять себя ослабленной зоной, которая используется в любой геодинамической обстановке при воздействии напряжений «подходящего» направления, иногда через десятки и сотни миллионов лет. Это может быть следствием либо появления соответствующего стресса, либо поворота самой литосферной плиты (микроплиты) относительно существующих напряжений. По отношению к главным напряжениям один и тот же разлом в разное время может оказаться в различной ориентировке и, в зависимости от этого, будет испытывать то растяжение (образуются сбросы или раздвиги), то сжатие (взбросы, надвиги), то сдвиг. Подобная смена кинематики обнаружена и для самых известных разломов, таких как Грейт-Глен, Периадриатический (Инсубрийский, Гайльский), Загросский. Если обновление разлома происходит в другой геодинамической обстановке, то соответственно меняется не только кинематика, но и его магматическая и рудная специализация. Несмотря на перемещение плит относительно мантии, большая мощность континентальной литосферы способна обеспечить некоторую унаследованность петролого-геохимических особенностей магматизма в зоне разлома на разных этапах его активности. В континентальной коре при многократном возобновлении активности формируется широкая разломная зона, где сосредоточены складчато-разрывные нарушения и тектониты, магматизм, метаморфизм, специфические приразломные осадочные формации.

После каждой тектонической перестройки может произойти либо разрывное смещение по уже существующей ослабленной зоне нужного направления, либо образование нового разлома, секущего структуру земной коры. В этом отношении усматривается большая разница между кратонами и складчатыми поясами. Древний кристаллический фундамент кратонов, как правило, насыщен ослабленными зонами, активизация которых при внешних горизонтальных воздействиях убедительно показана для Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ. Складчатые пояса отличает то, что на ранних стадиях коллизии в них происходит пластичное течение горных масс, нарушается сеть прямолинейных структур, а метаморфизм и гранитообразование могут залечивать ослабленные зоны. Поэтому при более поздних деформациях, происходящих уже в усло-

виях консолидированной коры, там нередко закладываются новые разломы, секущие складчатую структуру.

Применяемая к разломам терминология обычно определяется их кинематикой (сдвиг, сброс, взброс, надвиг, трансформный разлом) или теми характеристиками, которые необходимо выделить: региональный разлом – при его большой протяженности и значимости в масштабах региона; долгоживущий разлом; унаследованный разлом. Именно в подобном прямом значении мы считаем возможным и нужным употребление термина «глубинный разлом», если следует подчеркнуть геофизические, магматические или иные признаки большой глубинности. Но в своем условном, генетическом понимании этот термин, вероятно, и в дальнейшем будет выходить из употребления.

М.В. Коротаев¹, А.В. Ершов¹

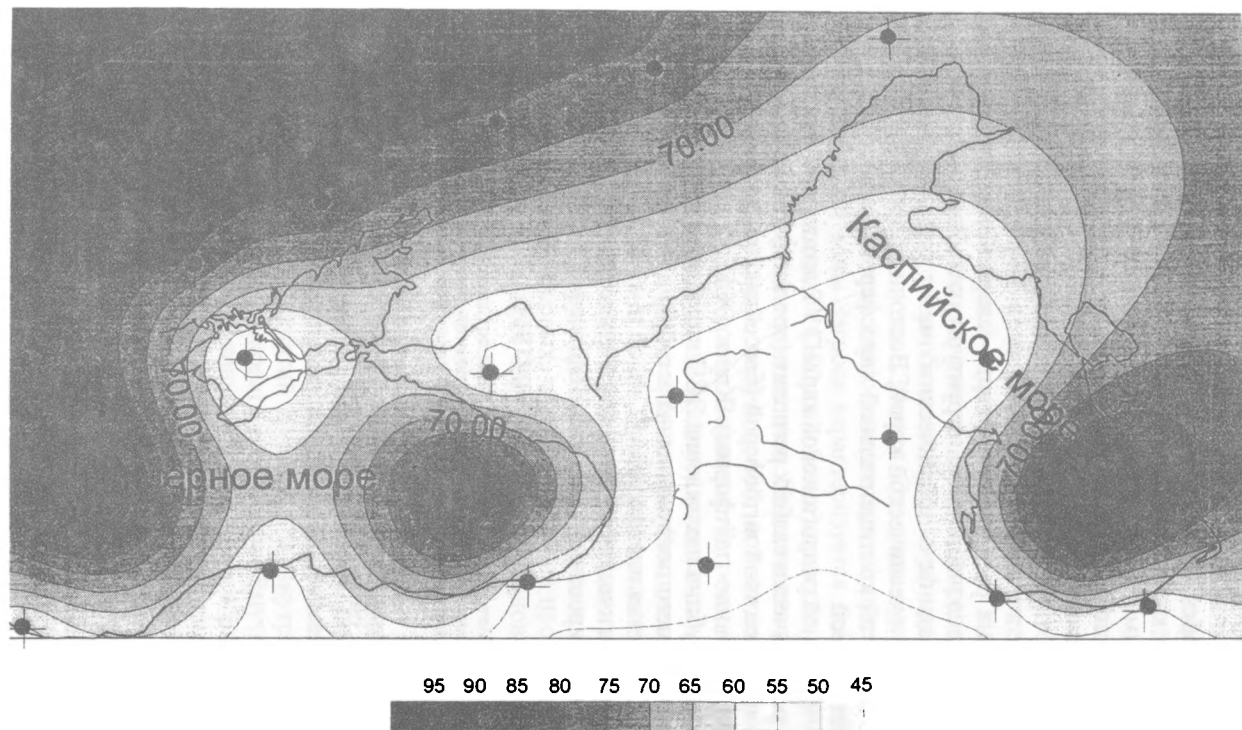
Реологическая карта северной части Пери-Тетиса

Северная часть пери-тетического региона включает в себя различные геологические объекты – древняя платформа, горные сооружения, впадины с субокеаническим типом коры. Различия в геологической истории, строении и тепловом потоке этих объектов определяют различия в реологических свойствах и стиле деформаций для этих структур.

Для оценки реологических свойств литосферы необходим единый параметр, поэтому мы применяем такие термины, как «эффективная упругая пластинка и ее толщина» и «эффективная средняя поверхность». Эффективная упругая пластинка – тонкая пластинка, которая деформируется так же, как литосфера в целом. Она характеризуется двумя параметрами: толщиной (ЭУТ – эффективная средняя поверхность), эффективная упругая толщина литосферы) и положением средней поверхности, которая определяет преддеформационный изгиб литосферы. Параметры эффективной упругой пластинки литосферы могут быть вычислены из реологических профилей литосферы (stress-yield envelopes) – графиков, показывающих распределение напряжения в литосфере в зависимости от минерального состава и термического режима литосферы. Алгоритм использованный для расчета ЭУТ и ЭСП, литосферы предложен А.В. Ершовым [3]. Как входные параметры мы использовали карту теплового потока, карту глубины поверхности Мох, карту мощностей осадочного чехла и карту толщины верхней коры, а также реологические свойства осадков, верхней и нижней коры.

Результаты реологического моделирования могут быть представлены как в виде одномерных профилей предельной прочности, так и в виде профилей ЭУТ и ЭСП. Для более наглядного представления может быть

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



Карта эффективной упругой толщины литосферы (в км) северной части Пери-Тетиса
 Черные точки – положение одномерных реологических моделей

использовано представление реологических параметров литосферы в виде карты изолиний ЭУТ или ЭСП. Такая карта может дать качественное представление о возможных рисунках деформации региона в случае его нахождения в обстановке сжатия или растяжения, а также может быть использована для количественного моделирования таких деформаций. Кроме того, если иметь палинспастические реконструкции и данные о древнем тепловом потоке, а также предположительную структуру коры для региона, возможны: построение реологической карты на любой момент времени и, соответственно, оценка возможного стиля деформации для каждого момента геологической истории.

Нами сделана реологическая карта северной части пери-тетического региона. Он включает такие структуры как Черноморская и Южно-Каспийская впадины с океаническим типом коры, Прикаспийский бассейн с древней океанической корой, Восточно-Европейская платформа с холодной толстой континентальной литосферой, Кавказский регион с горной литосферой.

На полученной реологической карте ЭУТ литосферы изменяется от 40–50 км в реологически слабых регионах (орогены) до 80–90 км в областях с реологически жесткой литосферой (бассейны с океанической корой в основании и древние платформы). Карта ЭСП литосферы имеет схожие очертания – глубина нахождения ЭСП колеблется от 20 до 40–45 км. Области наибольшего погружения – бассейны с океанической корой и Восточно-Европейская платформа.

Такая реологическая карта может быть входным параметром для трехмерного моделирования деформаций литосферы в обстановке сжатия.

Литература

1. Ершов А.В., Методы математического моделирования осадочных бассейнов // Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов (Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании) / Под ред. Н.В. Межеловского и А.Ф. Морозова. М., ВСЕГЕИ, 1999. С.175–300
2. Коротаев М.В. Реологическое картирование" // Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов (Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании) / Под ред. Н.В.Межеловского и А.Ф.Морозова. М.: М-во природных ресурсов, 1999. С.307–324.
3. Ershov A.V. Effective middle surface of lithosphere// Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V.173. P.129–141.

Н.П.Костенко¹, Г.В.Брянцева¹

Районирование орогенной структуры Загроса

В формировании орогенов необходимо выделять два этапа развития. К первому, по-видимому, более длительному, относится кондендационный

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

этап развития, при котором ороген не выражен в рельефе, но уже представляет активную область сноса. Второй этап, конэрозионный, начало которого в большинстве случаев приурочено к позднему миоцену, соответствует морфологическому становлению горного сооружения. Далее рассматривается районирование орогенной структуры Загроса, сформировавшейся к современной эпохе.

Горное сооружение Загроса расположено в ЮЗ части Ирана. Оно тянется дугообразно-изогнутыми параллельными хребтами вдоль Месопотамской впадины с северо-запада на юго-восток.

По характеру складчато-блоковых структур Загрос подразделяется на Внешний и Внутренний. Первый характеризуется ярко выраженным простиранием линейных цепей горст-антиклиналей и сопредельных грабенообразных впадин. Во-втором преобладают брахиморфные очертания орогенных поднятий, особенно в его СЗ части. Эта закономерность устанавливается и на других участках горно-складчатого сооружения. Большинство складок Внешней зоны Загроса характеризуется небольшой (10–15 км) шириной при значительном (100 км и более) протяжении, которое осложняется их кулисообразным замещением. Это свидетельствует о существенной роли горизонтальных перемещений, возможно, сопровождавшихся образованием складок срыва Внешнего Загроса. Во Внутреннем Загросе хребты-поднятия и долины-впадины становятся шире, их линейный облик выражен менее четко по сравнению с Внешним Загросом. Ширина хребтов достигает 30 км и более. Это подразделение на Внешний и Внутренний Загрос соответствует также и изменению их внутреннего строения [1]. В новейшей структуре Загроса выделяются следующие особенности его строения. Во-первых, четкое изменение простирания и, во-вторых, расположение Внешнего Загроса на двух разновысотных ступенях: низкой и высокой.

С запада на восток в горном сооружении наблюдается закономерное изменение простирания, которое позволяет выделить три района: Западный, Центральный и Восточный.

Западный район характеризуется субширотным простиранием и общим сокращением горного сооружения, вплоть до его погружения в Дибаркирскую впадину. Для этого участка типично ярко выраженное отличие между морфологией поднятий Внешнего и Внутреннего Загроса. Ширина поднятия складчато-блокового сооружения Внутреннего Загроса на этом участке превосходит Внешний более чем в 4 раза. Граница Западного района очень четкая и определяется переходом субширотного простирания всех орогенных поднятий Загроса в юго-восточные. Участок изменения простираний маркируется развитием эффузивного магматизма и отчетливо выраженной в рельефе кольцевой структурой, на которую насажены конусы вулканов.

Центральный район на всем протяжении имеет общее юго-восточное простирание. В соответствии с изменением ширины горного сооружения Внешнего Загроса могут быть выделены три участка: два, несколько раз-

личающихся по своему новейшему строению, со значительным развитием и шириной складчато-блоковых систем поднятий и впадин, и один – с резким сокращением ширины горного сооружения.

В пределах первого участка ширина Внутреннего Загроса значительно и его брахиморфные формы резко отличаются от линейных структур Внешнего Загроса. Он осложнен крупным секущим грабеном, моделированным рекой. Грабен ограничивается Главным Загросским надвигом и к юго-востоку от него происходит расширение горного сооружения.

Второй участок выделяется своими очертаниями в плане, выдвигаясь в северо-восточном направлении. На границе с первым участком он осложнен грабеном. Второй грабен также является секущим по отношению к горному сооружению Загроса, но его выражение в рельефе более отчетливо на участке пересечения им Кух-Рудского горного сооружения.

Третий участок характеризуется сокращением Внутреннего и расширением Внешнего Загроса, а также обилием секущих разрывов субмеридионального направления, осложняющих строение складок.

Восточный район Загросского горного сооружения простирается до разлома, проходящего в районе западной части Ормудского залива. На этом участке происходит изменение простираения орогенных поднятий Внешнего и Внутреннего Загроса от юго-восточного до субширотного. В этих пределах наблюдается сужение и окончание горного сооружения Внутреннего Загроса, отдельные поднятия которого наблюдаются до западного склона Джазмурской впадины.

Таким образом, вышеупомянутые изменения простираения и ширины горного сооружения Загроса позволяют выделить три района: Западный – субширотного простираения с незначительной шириной и протяженностью, Центральный – наибольшей протяженности с выдержанным юго-восточным простираением, а также третий – Восточный – со сменой юго-восточного простираения на широтное.

Внешний Загрос располагается на двух высотных ступенях, изменяющих свою ширину по простираению горного сооружения. В Западном районе низкая ступень имеет значительное распространение. В Центральном районе значительная ширина низкой ступени сохраняется до грабена и далее к востоку уменьшается. В пределах второго участка она сравнительно узкая и несколько расширяется к востоку в пределах третьего участка. Восточный район характеризуется значительным развитием низкой ступени.

Региональное распространение низкой и высокой ступеней в пределах Внешнего Загроса, а также значительные изменения простираений, возможно, отражают особенности строения домезозойской структуры.

Литература

1. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

Некоторые особенности неотектонического строения и развития Кавказа на конэрозионном этапе

Вопросам неотектонического строения и современного геодинамического развития отдельных районов Кавказского региона посвящены многие работы, выполненные в разные годы [3,4,5; и др.]. Эти исследования базировались на различных методиках, включая традиционные полевые наблюдения, тектодинамический анализ трещин, изучение деформаций надпойменных террас и др.

В основу данной работы положен структурно-геоморфологический анализ орогенов Большого и Малого Кавказа и сопредельных предгорных и межгорных впадин с привлечением данных других методов исследования с целью выявления деформаций новейшего этапа и тенденций геодинамического развития региона в целом.

Структурно-геоморфологические исследования предполагают комплексный анализ рельефа в горизонтальном и вертикальном сечениях вдоль и вкрест простираения позднеорогенных структурных форм и направлен на выявление деформаций конэрозионного этапа, т.е. с момента становления структурной формы в рельефе [1]. Методика предполагает анализ деформаций позднеорогенной поверхности выравнивания – зоны плоскостной водораздельной денудации и эмбриональной эрозии, а также выявление слабых зон, представляющих собой разрывы со смещением, зоны повышенной трещиноватости и дробления пород, которые селективно разрабатываются реками. Абсолютные отметки высот блоков, ограниченных этими слабыми зонами, являются суммарными амплитудами вертикальной составляющей движений без учета плоскостной денудации. Выявленные деформации отражают современную динамику взаимоотношения глубинных процессов с поверхностными и являются индикатором геодинамических обстановок.

Орогенный этап на Кавказе подразделяется на конденудационную и конэрозионную стадии развития. На первой, олигоцен-раннемиоценовой, в рельефе формируется динамическая поверхность выравнивания, частично сохранившаяся к настоящему времени. На второй стадии, начинающейся с конца позднего миоцена (сармата) и продолжающейся в настоящее время, усиливается рост основных поднятий и впадин орогена Кавказа, связанный с активизацией коллизионных процессов. Анализ деформаций этой – конэрозионной стадии – и является предметом доклада.

В современном структурном рисунке Кавказского региона выделяются линейно вытянутое в субширотном направлении асимметричное сводовоглыбовое орогенное поднятие Большого Кавказа (3,5–4 км и более) с пологим северным и крутым южным склонами, представляющими собой

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

системы складчато-блоковых поднятий и впадин с амплитудами 2,5–3 и 1–2,5 км, соответственно. С севера ороген Большого Кавказа обрамляется существенно сократившимися в своих размерах к современной эпохе впадинами – Терско-Каспийской на востоке и Кубанской на западе, разделяющимися Савропольским поднятием. Южным обрамлением горного сооружения Большого Кавказа является Рионско-Куринская межгорная впадина. Амплитуды конэрозионных поднятий во впадинах составляют здесь 0,5–0,1 км и менее. Расположенный южнее ороген Малого Кавказа входит в систему поднятий (2,5–3 км и более), объединяемых нами во Внешнюю – Понтийско-Малокавказскую и Внутреннюю – Карско-Малокавказскую дуги. Как правило, эти крупные продольные элементы рельефа Кавказского региона отделяются друг от друга субширотными зонами региональных разломов – надвигов и взбросов, выраженных на поверхности флексурами и подчеркиваемых сейсмичностью (Владикавказский надвиг южного склона, Ткварчельская флексура, Аджаро-Имеретинский надвиг и др.).

Продольная зональность нарушается меридиональной, что выражается в различии структурных рисунков (в очертаниях рельефа, конфигурациях структурных форм) и амплитудах систем поднятий и впадин Западного, Центрального и Восточного сегментов Кавказского региона [2]. Как показал структурно-геоморфологический анализ, границами этих сегментов являются субмеридиональные зоны трансорогенных разломов, пересекающих как горные сооружения, так и меж- и предгорные впадины, и прослеживающихся далеко на север, в область Предкавказской равнины. Так, Западный сегмент в области орогена Большого Кавказа ограничивается с востока протяженной Усть-Лабинской зоной разломов, которая севернее разделяет Западно- и Восточно-Кубанскую впадины, различающиеся степенью эрозионного расчленения. Севернее зона осложняет периклинали Ставропольского и Сальского поднятий. В пределах орогена она является границей двух разноамплитудных мегаблоков и известна в литературе как Туапсинская [5]. В целом для Западного сегмента характерны относительно небольшие амплитуды конэрозионных поднятий в области орогена (0,5–1,0 км), а расположенная здесь Западно-Кубанская впадина сохраняет тенденцию устойчивого прогибания, начиная со среднего миоцена.

Центральный сегмент на юге включает системы сводово-глыбовых поднятий и впадин (2,5–3,5 км) западной ветви Внешней – Понтийско-Малокавказской дуги (Понтийско-Анатолийский и Таврский сегменты до верховьев р.Аракс), ограниченные на востоке зоной трансорогенного Ахурянского разлома. Вдоль этой зоны, расположенной в центре изгиба Внешней дуги происходит резкое изменение простираций хребтов-поднятий с северо-восточного в западной (Понтийской) части на северо-западное – в восточной (Малокавказской). Зона Ахурянского разлома является границей проявления и различных типов новейшего вулканизма: к западу от нее преобладают отдельные вулканы, к востоку – широкое развитие приобретает площадной тип (Центрально-Армянское нагорье). В

кинематическом отношении зона является структурой растяжения, к которой и приурочены крупные вулканические проявления (Самсарское и Джавахетское нагорья).

В пределах Большекавказского орогена, где меняется его простирание с северо-западного на широтное, продолжением зоны Ахурянского разлома, по-видимому является серия разрывов, частично контролируемых р. Урух. Примерно отсюда начинается самое узкое место Большого Кавказа. Как показал анализ фаций и мощностей отложений северного склона Большого Кавказа, эта зона имеет, по крайней мере, мезозойское заложение [6] и ограничивает с запада Сунженский хребет, являющийся отражением в рельефе Терско-Сунженской складчато-надвиговой системы дислокаций. Севернее, в области равнин Восточного Предкавказья, она следует параллельно сбросо-сдвиговой дислокации Ергенинского уступа, сливаясь с ней примерно в с. Ут-Сала. Практически на всем пересечении Восточного Предкавказья зона разрывов является границей разноамплитудных конэрозионных поднятий.

Таким образом, эта трансороженная зона разломов пересекает различные крупные структурные единицы, имеет, по-видимому, длительное развитие и является границей двух разнородных мегаблоков земной коры – Центрального и Восточного сегментов Кавказского региона, имеющих существенное различие в строении и развитии. В целом, Центральный сегмент является наиболее поднятым (амплитуды конэрозионных поднятий орогена Большого Кавказа достигают 5 км и более). Здесь же расположена наиболее поднятая структура Предкавказья – Ставропольская возвышенность, а также Дзирульский массив, разделяющий более просто построенную Рионскую и осложненную внутримпакционными поднятиями Куринскую впадины. В то же время, Восточный сегмент имеет существенно более сложное строение как горных сооружений, так и прилегающих к ним пред- и межгорных впадин, вплоть до покровного (Дагестанский клин).

Субмеридиональная зональность структур различного ранга Кавказского региона отмечалась многими авторами [8,4,5; и др.]. Однако остаются неясными причины такой дифференции. Проведенный с коллегами из института Физики Земли (ИФЗ) анализ кривых погружения территории Предкавказья убедительно показал, что, начиная с ранней юры, поперечная зональность здесь уже существовала, что могло быть связано с неоднородным строением земной коры Западного, Центрального и Восточного сегментов Кавказа [9]. Эта неоднородность и предопределила дальнейший ход развития Кавказа, включая и формирование его конэрозионной структуры. По-видимому, Восточный сегмент был более других подвержен растяжению в ранней юре, о чем свидетельствуют максимальные мощности этих отложений в пределах восточной части Большекавказского трога. В дальнейшем этот сегмент оказался более подвержен деформациям сжатия на коллизионной стадии развития и особенно проявившимися деформациями на конэрозионном этапе.

Неоднородности более низкого ранга также фиксируются в деформа-

циях конэррозионного этапа (например, радиально расположенные Ак-стеф-Разданский, Араксинский разломы и др.). Выявленные структурно-геоморфологическим методом, как правило, подтвержденные полевыми и тектодинамическими данными [7], диагональные – северо-восточные и северо-западные – зоны разрывов, представляют собой левые и правые сдвиги, соответственно (Баксанская, Западно- и Восточно-Дагестанские, Датыхско-Ахловская, система сдвигов Внешней Понтийско-Малокавказской дуги и др.). Комбинация наиболее протяженных сдвиговых зон определяет положение жестких массивов, границы которых часто маркируются эпицентрами землетрясений (Владикавказский, Дагестанский, Дзиркульский и др.).

Активное разрастание и расширение поднятий орогенов Большого и Малого Кавказа за счет пред- и межгорных впадин – такова тенденция конэррозионного этапа развития Кавказского региона, что указывает на продолжающийся процесс коллизии.

Литература

1. Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 379 с.
2. Костенко Н.П., Панина Л.В. // Применение структурно-геоморфологического метода в изучении новейших деформаций Большого Кавказа и Предкавказья // IV Шукинские чтения. Труды. М.: Изд-во «Географический факультет МГУ». 1999. С.546–549.
3. Лилиенберг Д.А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 244 с.
4. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 481 с.
5. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254 с.
6. Панина Л.В. Закономерности геологического развития Терско-Каспийского краевого прогиба на альпийском этапе развития: Автореф. дис... канд. геол.-мин. Наук. М.: МГУ, 1989. 16 с.
7. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. № 5. С. 50–107.
8. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4. С. 26–43.
9. Mikhailov V.O., Panina L.V., Polino R., Koronovsky N.V., Kiseleva E.A., Smolyaninova E.I. Evolution of the North Caucasus foredeep: Constraints on the analysis of subsidence curves // Tectonophysics. 1999. V. 307. P. 361–379.

Г.Г. Кочемасов¹

Различие между западным и восточным обрамлением Тихоокеанской впадины – ключ к пониманию ее происхождения

Западное Тихоокеанское и восточное континентальное полушария являются ярким проявлением тектонической дихотомии, свойственной всем

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия.

небесным телам (теорема 1, [1]). Такое однотипное глобальное структурирование планетарных тел является следствием сложения коробящихся вращающиеся тела фундаментальных инерционно-гравитационных квантово-механических волн, имеющих стоячий характер и распространяющихся в четырех орто- и диагональных направлениях, подчеркнутых линеаментами сетями. Возбуждение этих волн связано с эллиптическими кеплеровскими орбитами, подразумевающими периодическую смену ускорений небесных тел [2].

Вогнутая или океаническая сторона планетарной сферы граничит с выгнутой или континентальной по двум тектонически различным областям (схема на рисунке). Если один контакт представляет собой прямое примыкание опускающегося тектонического блока к поднимающемуся континентальному, то на второй границе развивается нейтральная или орогенная область. Волновая интерференция производит конструктивные блоки (+ или -, поднятие или опускание) и деструктивные (где + и -, накладываются, как бы нейтрализуют друг друга). Тектоническими представителями таких блоков являются орогены [3], где опускание с накоплением осадков и основных вулканитов резко сменяется поднятием (свойство стоячей волны) с накоплением моласс и кислых и средних эффузивов, прорываемых гранитами. Этот цикл поднятия-опускания обычно прослеживается и в более древних породах орогенов (обнажающихся в тектонических окнах, бутоньерах), но с изменением структурного плана (разные направления волн).

Непосредственный контакт поднимающегося и опускающегося сегментов приводит к развитию широкой переходной зоны, представленной дроблением континента и развитием цепочки краевых морей: Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Филиппинское, Южно-Китайское, Арафурское, Коралловое, Фиджи, Тасманово. Для них характерно присутствие погруженных блоков континентальной коры, цементируемых океанической корой, а также своеобразная ромбовидная форма. Последняя свидетельствует об участии планетарной сети нарушений (ослабленных зон) в оформлении формы и структуры краевых морей. Нет принципиального различия между способом создания геометрических форм краевых морей и первичного океанического бассейна (см. схему на рисунке). Системы островных дуг с андезитовым магматизмом дополняют облик широкой переходной зоны на западе Тихого океана.

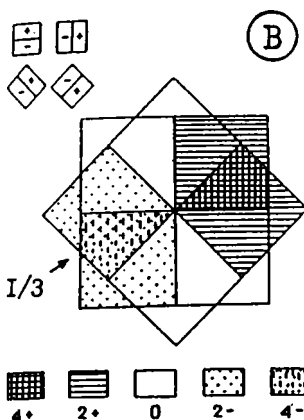
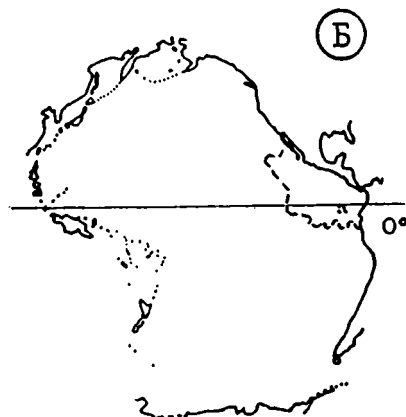
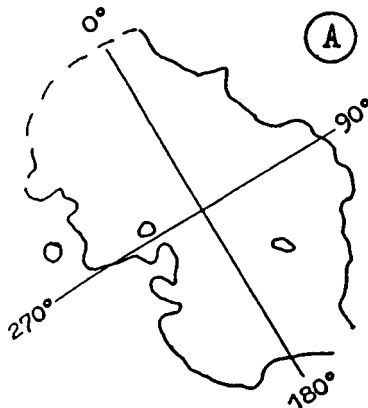
Принципиально отличное орогенное обрамление на востоке представлено протяженной цепью Анд-Кордильер и Скалистых гор. Осадки от докембрийских до кайнозойских, перемежающихся с вулканитами, здесь смяты в складки и прорваны гранитоидными интрузиями. Обширные поля заняты кайнозойскими траппами. Горные цепи венчают андезитовые вулканы, многие из которых периодически действуют до сих пор (Бейкер, Рейнир, Худ, Шаста, Колима, Попокатепетль, Орисаба, Тахумулько, Ира-су, Руис, Котолахи, Сангай, Ланин, Мингинмавида и др.). На северо-западе США в Большом Бассейне, окаймленном Каскадными и Скали-

стыми горами, распространены мощные толщи базальтов: пересыщенных кремнеземом толеитов по р. Колумбия и высокоглиноземистых базальтов южнее, в штате Орегон. В Каскадных горах, возвышающихся над Большим Бассейном, развиты андезиты. В составе базальтовых толщ на траверсе океан–Кордильеры, таким образом, наблюдается отчетливая зависимость плотности лав от гипсометрии (теорема 4 [1]): в океане плотные железистые толеиты, в Большом Бассейне – насыщенные кремнеземом и алюминием менее плотные базальты (континентальные), в Высоких Каскадах – андезиты.

В общем в обрамлении Тихоокеанского бассейна наблюдается омоложение геологических формаций в направлении от периферии к центру, начиная от докембрия и до современных. Такая закономерность сокращения или «сужения» бассейна (как шагреневая кожа !) хорошо согласуется с тенденцией «вдавливания» стоячей волной глобального опущенного сегмента. Антиподальный ему «выпяченный» сегмент, наиболее наглядно проявленный в постоянно поднимающемся Африканском секторе с сейсмически низкоскоростной, т.е. менее плотной мантией, представляет обратную тенденцию. Глубокая трещина Восточно-Африканского рифта закономерно возникает на поднимающемся и расширяющемся блоке. Срединно-океанические хребты появляются как результат «выдавливания» сжатого мантийного материала по ослабленным зонам из-за стремления сегмента или сектора к погружению, т.е. более низкому тектоническому (гипсометрическому) положению. В этом заключается принципиальная разница между рифтами растяжения и связанного с ними магматизма континентальных секторов и рифтами опускающихся и сжимающихся океанических секторов и связанных с ними базальтами.

Волновая природа глобального структурирования и придания формы небесному телу наблюдается на астероидах (малых планетах) как на природных моделях. 433Эрос, изучаемый космическим аппаратом NEAR в настоящее время, имеет вытянутую и изогнутую форму (33 x 13 x 13 км) с выгнутым растянутым полушарием, рассеченным глубокой трещиной («Saddle»), и вогнутым сжатым полушарием со следами частичного выдавливания материала (кратер «Рав»). Астероид 1999JM8 (радарные наблюдения S.J.Ostro) при размере всего около 3,5 км также имеет вогнуто-выгнутую форму с отчетливой трещиной на выгнутом полушарии и цепочкой «ромбовидных» углублений в переходной зоне между вогнутой и выгнутой частями.

Сравнительно хорошо изученным примером тектонической дихотомии является яркая асимметрия северного и южного полушарий Марса. Если Земля проявляет главную западно-восточную асимметрию, то Марс – южно-северную. Это объяснимо с точки зрения сложения стоячих волн четырех направлений и зависит от конкретного положения фаз в различных волнах (см. схему на рисунке). Марс отличается от Земли и относительно большим размахом рельефа поверхности [4], что напрямую связано с их орбитами и следовательно с тектонической гранулированностью



Интерференционно-волновая модель происхождения тектонической дихотомии

А – Великая Северная равнина Марса; мощность коры менее 50 км, контур – 50 км [5] вид знутри, со стороны южного полушария, что делает изображение зеркальным); Б – Тихоокеанский бассейн; В – плоская геометрическая модель (нужно мысленно обернуть ею сферу)

(теорема 3 [1]). Размерность тектонического зерна Марса – $\pi R/2$, Земли – $\pi R/4$ (R – радиус планеты). В соответствии с этим фигура Марса более деформирована, он имеет уплощенную гантелевидную форму и более протяженные и глубокие трещины, рассекающие поднимающиеся и расширяющиеся гигантские «выпуклости» (например, Фарсида). Это накладывает определенные особенности на характер проявления тектонической дихотомии, но в целом она сравнима с земной.

Опущенная область Марса также занимает примерно треть поверхности планеты, что следует из модели интерференции волн, форма этой области (по линии мощности коры в 50 км [5]) также соответствует модельной и земной (характерный внутренний угол слагает патера Альба), а оба ее ограничения (восточное и западное) также различны, как и на Земле. На западе она граничит с южным материком по обширному резко выступающему поднятию Фарсида, изобилующему вулканами, кальдерами,

вулканическими куполами, лавовыми потоками и вулканическими равнинами. Среди вулканов выделяются четыре гигантских щитовых с огромными кальдерами (40–110 км в диаметре). Поперечник самого крупного из них – горы Олимпа – около 700 км, над своим основанием она поднимается почти на 20 км. На востоке переход в южный материк более растянутый, через столовые горы, «изъеденные» и хаотические местности. Эти своеобразные образования переходной зоны сформированы с помощью сетки разломов, которые образуют пересекающиеся долины, разделяющие останцовые возвышенности. Считается, что здесь широко проявлены признаки гляциомерзлотных образований.

Сходство в построении глобальных тектоник двух различных по размеру и плотности планет указывает на общую волновую природу глобальной структуризации.

Литература

1. Kochemasov G.G. Theorems of wave planetary tectonics // *Geophys. Res. Abstracts*. 1999. V.1, № 3. P. 700.
2. Кочемасов Г.Г. Тектоническая дихотомия – фундаментальное свойство Земли и других небесных тел // *Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты*: М.: ГЕОС, 1998. С. 267–270. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Kochemasov G.G. Resonance relations of the Earth's oceanic sizes // 29th IGC, Kyoto, Japan: Abstracts. 1992. V. 1. P. 144.
4. Kochemasov G.G. Relief-forming potential of planets // 18th Russian-American Microsymposium on Planetology: Abstracts. Moscow. Vernadsky Inst. (GEOKHI). 1993. P.27–28.
5. Zuber M.T. et al. Internal structure and early thermal evolution of Mars from Mars Global Surveyor topography and gravity // *Science*. 2000. V.287. № 5459. P. 1788–1793.

**В.Крамер¹, С.Г.Сколотнев², Н.В.Цуканов³, В.Сейферт¹,
Р.Фрайтаг¹, Д.В.Алексеев³, К.Гедике¹**

Палеогеодинамика офиолитов Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка)

В современной структуре Восточной Камчатки выделяется композитный террейн Восточных полуостровов, объединяющий субтеррейны: Кроноцко-Шипунский и Камчатского Мыса [1, 4, 6]. Эти субтеррейны являются фрагментами эоценовой Кроноцкой дуги, аккрезированной к азиатской окраине континента. Полученные нами новые данные по геологии, химическому и минералогическому составу пород из офиолитового основания палеодуги позволяют предположить различные палеогеодинамические условия для его формирования. Было изучено содержание РЗЭ и других элементов-примесей в базит-гипербазитовых породах методом ICP-OES

¹ Геолого-геофизический исследовательский центр, Потсдам, Германия.

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

³ Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия.

с хроматографической сепарацией и концентрированием, частично ICP-MS и XRF. С помощью микрозонда Cameca-100 определен состав порообразующих минералов в этих породах. Аналитические работы проведены в научном Геолого-геофизическом центре г. Потсдама (Германия).

Полуострова Камчатский Мыс и Кроноцкий имеют сложную покровно-складчатую структуру, в строении которой, наряду с островодужными вулканами, принимают участие и комплексы основания этой дуги, представленные офиолитами. На п-ове Камчатский Мыс офиолиты обнажаются в южной части полуострова, где они тектонически расслаивают меловые вулканогенные и терригенные образования, формируя покровную структуру [2, 3, 6]. При этом габброиды Оленегорского массива служат параавтохтоном, а пакет аллохтонных пластин представлен серпентинитовым меланжем, ультрабазитами горы Солдатской и кремнисто-вулканогенно-туфогенно-терригенными образованиями (K_1 - K_2) африканской серии. Габброиды Оленегорского массива пронизаны дайками диабазов и содержат тектонические клинья серпентинитов и пород полосчатого комплекса.

На Кроноцком полуострове фрагменты основания дуги слагают мало-мощные тектонические пластины среди верхнемеловых и эоценовых вулканитов. Эти фрагменты представлены преимущественно серпентинитовым меланжем с глыбами и блоками перидотитов, габброидов, амфиболитов, плагиогранитов и офикальцитов [5].

Ультрабазиты горы Солдатской представлены неизмененными, преимущественно Crx-содержащими гарцбургитами. Состав минералов в них выдержан по всему разрезу (около 400 м): Crx (Fs_{3-4}) имеет $Cr_2O_3 = 0,6-0,9\%$, $Al_2O_3 = 1,5-2,0\%$; Orx (Fs_{8-9}) – $Cr_2O_3 = 0,5-0,6\%$, $Al_2O_3 = 1,5-1,8\%$, Ol - $For_{90,9-91,7}$; Spl - Cr# = 47–61, Mg# = 35–40. Изученные ультрабазиты имеют очень низкие абсолютные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ): $La_n = 0,065$, $Eu_n = 0,035$, $Lu_n = 0,22$. Характер распределения этих элементов отличается обеднением LREE и MREE в сравнении с HREE: $(La/Eu)_n = 1,86$, $(Lu/Eu)_n = 6,3$.

Гарцбургиты Кроноцкого полуострова сильно серпентинизированы, первичные минералы в них сохранились в виде реликтов. Они имеют следующие составы: Crx (Fs_{4-5}) имеет $Cr_2O_3 = 1,02-1,34\%$, $Al_2O_3 = 3,39-4,60\%$; Orx (Fs_{10-11}) имеет $Cr_2O_3 = 0,63-0,81\%$, $Al_2O_3 = 3,33-3,70\%$; Ol- For_{90} ; Spl-Cr# = 23–32, Mg# = 67–70. В сравнении с составами минералов из гарцбургитов Солдатского массива пироксены заметно более хромистые и глиноземистые, а шпинель существенно менее хромистая и более магнезиальная. Характер распределения РЗЭ в данных гарцбургитах близок к таковому в ультрабазитах горы Солдатской: $(La/Eu)_n = 2,0$, $(Lu/Eu)_n = 5,5-9$, но абсолютные содержания этих элементов выше: $La_n = 0,1-0,2$, $Eu_n = 0,05-0,1$, $Lu_n = 0,45-0,5$.

Среди габброидов Оленегорского массива преобладают диаллаговые габбро. Составы минералов: Crx – Fs_{10-15} с $TiO_2 = 0,54-0,93\%$, $Cr_2O_3 = 0,08-0,30\%$, $Al_2O_3 = 2,70-2,80\%$; Orx – Fs_{29} с $TiO_2 = 0,35-0,74\%$, $Cr_2O_3 = 0,04-0,05\%$, $Al_2O_3 = 1,30-1,50\%$; Pl – An_{55-63} . Распределение РЗЭ в диаллаговых

габбро аналогично таковому для кумулятов, кристаллизующихся из толеитовых расплавов типа N-MORB: $(La/Sm)_n = 0,3-0,9$, $La_n = 1,5-2,8$, $Sm_n = 3-4,5$, $Lu_n = 2,8-6,0$ отчетливая положительная аномалия Eu.

Габбро Кроноцкого полуострова представлено мелкозернистыми разностями, в которых $Cpx (Fs_{12})$ имеет $TiO_2 = 0,26\%$, $Al_2O_3 = 2,09\%$, $Cr_2O_3 = 0,24\%$; $Pl - An_{80}$, что близко к составам аналогичных минералов из Оленегорского массива. Вероятным протолитом амфиболитов, судя по их минералогическому и химическому составу, являлись более дифференцированные разности. Амфиболиты и габбро имеют близкий характер распределения РЗЭ: $(La/Sm)_n 0,9-1,1$, что позволяет рассматривать их в качестве производных расплавов типа N-MORB. От габброидов Оленегорского массива данные разности отличаются отсутствием европиевой аномалии и более высокими абсолютными содержаниями элементов ($La_n = 7-14$, $Sm_n = 6-16$, $Lu_n = 5-14$).

Диабазы, слагающие дайки внутри Оленегорского массива и базальты африканского комплекса, судя по распределению РЗЭ ($(La/Sm)_n = 0,4-0,7$), также образовались из деплетированных толеитовых расплавов N-типа MORB, при этом они комплементарны габброидам.

Таким образом, минерало-геохимические исследования свидетельствуют о том, что изолированные отдельные члены офиолитовой ассоциации на полуостровах Камчатский Мыс и Кроноцкий в каждой структуре представляют собой единый офиолитовый комплекс. Их общей чертой является то, что их магматические члены являются производными деплетированной мантии, генерирующей расплавы типа N-MORB. Однако, если на п-ове Камчатский Мыс развит практически полный офиолитовый разрез, то на Кроноцком полуострове в его составе отсутствуют породы полосчатого комплекса, кумулятивное габбро, дайки и пиллоу-базальты.

В обоих случаях данные по составу минералов и геохимии ультраосновных пород свидетельствуют о том, что они являются реститами от частичного плавления деплетированной мантии. Однако те же данные указывают и на то, что геодинамические условия, при которых происходило плавление, были различными. Сравнение распределения РЗЭ в различных членах офиолитового разреза Камчатского Мыса с таковыми для офиолитов Троодоса [9] показывает их хорошее соответствие. Согласно С.Блумеру и [7] офиолиты, подобные таковым Троодоса, связываются с надсубдукционной позицией. Шпинели в перидотитах Солдатского массива очень хромистые и фактически уже выходят за пределы составов, характерных для океанских перидотитов [8], но попадают в поля составов шпинелей из перидотитов Марианского трога [7]. По соотношению хромистости и глиноземистости составы пироксенов из перидотитов Солдатского массива совпадают с полями составов этих минералов из перидотитов Марианского трога [8]. Составы шпинелей и пироксенов из ультрабазитов Кроноцкого полуострова характеризуют их как типичных представителей абиссальных перидотитов, сформировавшихся в условиях срединно-океанического хребта []. Различие в палеотектонических условиях

формирования двух типов офиолитов находит подтверждение и в распределении РЗЭ. Если ультрабазиты Камчатского Мыса имеют надсубдукционную природу, то они могли испытать два этапа частичного плавления, в силу чего должны быть более истощены литофильными элементами, что и наблюдается у ультрабазитов Солдатского массива в сравнении с таковыми с Кроноцкого полуострова.

Таким образом, Кроноцкая палеодуга закладывалась на различном основании: на южном фланге это была океаническая литосфера абиссальной части океана, а на северном – образования более ранней вулканической дуги. Вследствие этого на севере наблюдается практически полный офиолитовый разрез, хотя и тектонически разобщенный, а на юге лишь серпентинитовый меланж, протрудировавший в верхние горизонты коры при надвигообразовании.

Литература

1. Баженов М.Л., Буртман В.С., Крежовских О.А., Шапиро М.Н. Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки // Геотектоника. 1991. № 3. С. 82–96.
2. Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана // Владивосток, 1989. 196 с.
3. Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Чураков Ю.В. Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский Мыс // ДАН СССР. 1985. Т.285, № 3. С. 638–642.
4. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
5. Разницин Ю.Н., Соколов С.Д., Цуканов Н.В., Вишневская В.С. Серпентинитовый меланж в структуре Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1981. Т.260, № 6. С. 1437–1441.
6. Федорчук А.В. Внутреннее строение офиолитов Камчатского Мыса // ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 4. С. 944–947.
7. Bloomer S.H., Hawkins J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from Mariana trench: An island arc ophiolite // The tectonic and geological evolution of South-East Asia seas and islands. 1983. Part 2. P. 156.
8. Bonatti E., Peyve A., Kepezzhinskas P., Kurentsova N., Seyler M., Skolotnev S., Udintsev G. Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridge, 0°–15° N // J. Geophys. Res. 1992. V. 97? № B4. P. 4461–4476.
9. Kay R. W., Senechal R. G. The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex // J. Geophys. Res. 1976. V 81, № 5. P. 964–970.

В.В.Кругляков¹, В.В.Губенков¹, И.В.Пономарев¹

Туапсинский прогиб (Кавказский континентальный склон Черного моря) – олистострома

Туапсинский прогиб изучается в связи с нефтегазоносностью более 30 лет. В основе его исследований лежали сейсмические методы в различных модификациях. Установлено, что прогиб имеет вдольбереговое протяжение и характеризуется резкой асимметрией относительно оси. При-

¹ ГНЦ НПО «Южморгеология», Геленджик, Россия.

брежный северо-восточный борт крутой. Волновая картина сложная. Это определяется не только крутизной борта и его строением, но и рельефом дна. Региональный уклон устойчиво превышает 14° . Местами отмечаются уступы высотой более 400 м с локальными обрывами круче 70° . Мористый юго-западный борт очень пологий. Складки прогиба также асимметричны. В их мористых крыльях отмечаются взбросо-надвиги. Это дало возможность рассматривать прогиб как структуру, возникшую в результате надвижения Кавказа на впадину Черного моря [1] по принципу аккреционной призмы. Складки, по представлениям геофизиков, сложены породами майкопской серии. Они ориентированы вдоль простирания региональных структурных элементов, осложнены глиняным диапиризмом. Следует отметить, что складки бескорневые. Это было установлено по данным сейсморазведки еще в 60-80 годы. Майкопская серия представлена породами, обладающими повышенными реологическими свойствами, что обеспечивает возможность формирования диапиров.

Характерно, что майкопским временем отложения прогиба датируются, прежде всего, на основании сейсмических данных. Анализ фаунистических остатков (остракоды – определения Л.В.Бурындиной, фораминиферы – независимые определения Т.Н.Пинчук и М.В.Кругляковой) свидетельствует как об олигоцен-миоценовом (майкопском) возрасте, так и о смешанном комплексе от эоцена до раннего антропогена.

В северной части прогиба встречаемость майкопского фаунистического комплекса уменьшается. Мощность глинистых отложений сокращается местами до полного отсутствия. На поверхность дна выходят породы мел-палеогенового флиша, не обладающие реологическими свойствами. В этой части проявляется явное блоковое строение. Блоки формируют структуру чередования горстов и грабенов, что было установлено после 1997 г.

В 1997–2000 гг. выполнены комплексные исследования исключительной экономической зоны России, включающие промер многолучевым эхолотом, локацию бокового обзора и отбор проб донного материала. При этом было отмечено, что глубина моря в апикальных частях складок и горстов чрезвычайно выдержана и соответствует трем уровням – 900–1000, 1400–1500 и 1800 м. Складки выражаются в рельефе в виде продольных хребтов, осложняющих континентальный склон. Отсутствие корней, постоянство глубин положения апикальных частей, характер дизъюнктивных нарушений, увеличение мощности (по геофизическим данным) майкопских отложений в сводах позволили рассматривать эти образования как складки оползневого типа. Другими словами, Туапсинский прогиб можно рассматривать как олистострому по аналогии с Южно-Крымской [2] и с юго-западом Черного моря [3].

Породы майкопской серии в региональном плане являются нефтематеринскими. Следовательно, на континентальном склоне эти породы, будучи смяты в антиклинальные складки в процессе формирования оползней, образуют ловушки и, вероятно, соответствующие им залежи специфического типа – залежи в оползневых телах олистостром континенталь-

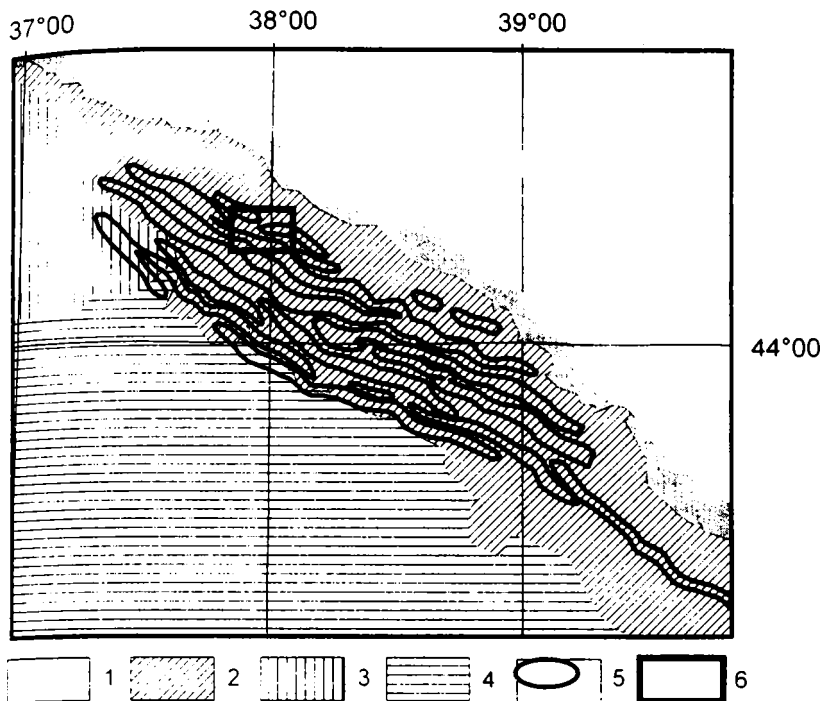


Рис. 1. Схема строения Кавказской олистостры

1 – шельф; 2 – первично-тектоническая континентальная окраина; 3 – аккумулятивная континентальная окраина; 4 – абиссаль; 5 – контуры локальных поднятий по сейсмическим данным; 6 – полигон, см. рис. 2

ных склонов первично-тектонических континентальных окраин. Если перспективы Южно-Крымской олистостры оцениваются отрицательно [2], то с Кавказской, выполненной при существенном участии пород майкопской серии, могут быть связаны определенные перспективы. Обобщенное положение складок показано на рис. 1. По ним отсутствуют данные прямых сейсмических методов определения наличия или отсутствия углеводородов, что является нормой при поисках нефти и газа на суше и шельфе. В этих случаях особую роль приобретают несейсмические методы поисков углеводородов.

На континентальных склонах первично-тектонических окраин возможен другой тип ловушек и связанных с ними залежей. Это исходно антиклинальные, литологически экранированные и другие ловушки в породах с низкими реологическими характеристиками. При формировании континентального склона по серии разломов образуются блоки, делящие ранее сформированные ловушки. Ловушки распадаются на отдельные более мелкие блоки, которые могут либо потерять содержавшиеся в них углеводороды, либо трансформироваться в тектонически экранированные или

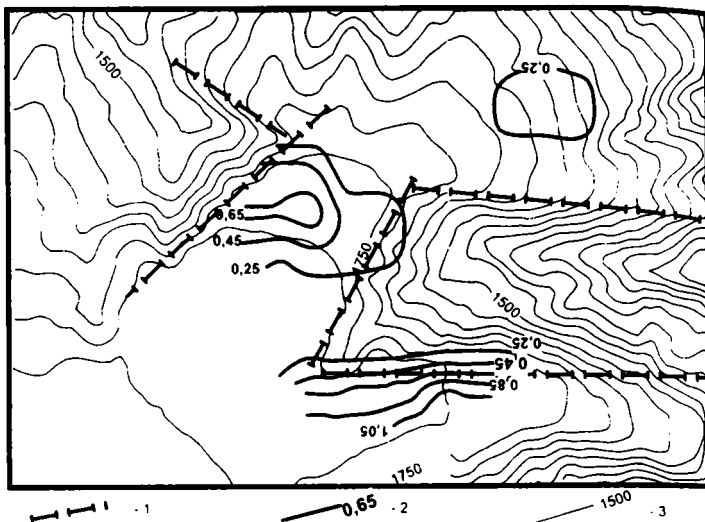


Рис. 2. Блоковое строение северо-западной части олистоостромы

1 — границы блоков; 2 — линии равных содержаний углеводородов в воде, мл/л; 3 — изобаты

комбинированные, способные сохранить часть ранее накопленных углеводородов и продолжить их накопление. В Кавказской олистоостроме углеводороды в таких ловушках возможны в нижнемеловых, регионально нефтеносных отложениях. На рис. 2 представлена схема горста в сопоставлении с данными определения содержания в воде растворенных углеводородных газов. Горст возвышается над окружающей площадью на 200–250 м и ограничен прямолинейными склонами–разломами. К подножию южного ограничения приурочена газовая аномалия, прослеженная в приповерхностной воде при глубине моря порядка 1700 м. Это может свидетельствовать о том, что горст экранирует залежь или ее реликты в нижнемеловых отложениях блока, расположенного южнее ниже по склону.

Кавказская, Крымская и Понтийская первично-тектонические континентальные окраины Черного моря в общем случае представляют собой олистоостромы.

Литература

1. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
2. Юдин В.В., Герасимов М.Е., Бондарчук Г.Б. Южнокрымская олистоострома // ДАН. 2000. Т.371, №3. С. 358–361.
3. Demirbag E., Gokasan E., Oktay F.Y., Yuce H. The last level changes in the Black Sea: Evidence from the seismic data // Marine Geology. 1999. 157. P. 249–265.

Строение и характер сочленения различных зон зеленокаменной полосы Урала

В Уральской складчатой области выделяются Западно- и Восточно-Уральская мегазоны. Пограничное положение между ними занимает протяженный пояс офиолитовых массивов Главного Уральского разлома. Западно-Уральская мегазона сложена преимущественно палеозойскими карбонатными и кремнисто-терригенными образованиями. В сложении Восточно-Уральской мегазоны определяющая роль принадлежит офиолитовым и палеоостроводужным комплексам. Это дало основание Е.А. Кузнецову уже более 60 лет назад назвать эту часть региона «зеленокаменной полосой Урала» [3].

В дальнейшем было показано, что между разными продольными частями зеленокаменной полосы существуют различия в составе, возрасте и строении слагающих их комплексов. Это обусловило необходимость более дробного структурного расчленения зеленокаменной полосы.

К востоку от Главного Уральского разлома в зеленокаменной полосе на Южном Урале выделяются Присакмарско-Вознесенская (западная) и Магнитогорская (восточная) зоны, на Среднем и Северном Урале – Западно- и Восточно-Тагильская зоны, а на Полярном Урале нами предлагается выделять Хордьюско-Ханмейско-Щучинскую (западную) и Войкарско-Малоуральскую (восточную) зоны.

Южный Урал. Присакмарско-Вознесенская зона представляет собой узкую полосу, протягивающуюся от города Миасс на севере до верхнего течения р. Б. Кизил на юге. В ее строении участвуют островодужные образования силура, перекрытые ранне-среднедевонскими карбонатами, сопоставимые с комплексами Западно-Тагильской зоны [9 и др.]. Кроме того, здесь распространены офиолиты и связанные с ними фрагменты разрезов кремнисто-базальтовых толщ всех ярусов ордовика, интерпретируемые как реликты аккреционной призмы, сформировавшейся перед фронтом силурийского островодужного сооружения [7; и др.]. Непосредственно к востоку от Присакмарско-Вознесенской зоны, а местами и срезая её, располагается Магнитогорская зона, сложенная позднеэмско-фаменскими островодужными и колчеданоносными базальт-риолитовыми вулканогенно-кремнистыми образованиями - комплексами магнитогорского типа.

Средний и Северный Урал. Здесь традиционно выделяют Западно- и Восточно-Тагильскую зоны. Первая из них сложена островодужными формациями лландовери – первой половины раннего девона и бокситоносными известняками раннего-среднего девона. Вдоль западного края силурийских островодужных вулканитов Западно-Тагильской зоны протягиваются дунит-пироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса,

¹ Геологический институт РАН, Москва.

к западу от которых располагаются протяженные поля колчеданосных базальт-риолитовых вулканогенных комплексов верхов ордовика – самых низов силура и фрагменты офиолитовой ассоциации [6]. В совокупности все эти образования можно называть комплексами тагильского типа. Островодужные вулканогенные комплексы Восточно-Тагильской зоны до настоящего времени фаунистически не охарактеризованы.

Полярный Урал. Здесь зеленокаменные комплексы представлены райизско-войкарскими ранне-среднепалеозойскими(?) офиолитами, островодужными формациями силура и девона, реже - раннепалеозойскими(?) базальтами неясной формационной принадлежности. Нами здесь выделяются Хордьюско-Ханмейско-Щучинская и Войкарско-Малоуральская зоны.

Для южной части Хордьюско-Ханмейско-Щучинской зоны характерны неравномерно метаморфизованные осадочные породы, базиты и гипербазиты западного обрамления Войкаро-Сыньинского офиолитового массива. Несмотря на метаморфические преобразования, породы этой части зоны сохранили характеристики, позволяющие сопоставить их с комплексами тагильского типа [2, 8 и др.]. Севернее, к юго-востоку от Харбейского блока (район рек Ханмей, Ханмейшор, Топоугол), по данным А.П.Прямоусова, И.Г.Перминова и М.М.Гаптулкадырова, распространены ордовикско(?)–раннедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные, а также эмско-среднедевонские карбонатные образования, аналогичные комплексам тагильского типа. Крайний северный сегмент Хордьюско-Ханмейско-Щучинской (Щучинский синклиниорий) зоны также сложен аналогичными образованиями.

Расположенная к востоку и юго-востоку от Хордьюско-Ханмейско-Щучинской зоны Войкарско-Малоуральская зона сложена офиолитами Войкаро-Сыньинского и Райизского массивов, а также преимущественно силурийско(?)–девонскими островодужными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями и гранитоидами, для которых ранее было показано отличие их от комплексов магнитогорского типа [4, 5].

Рассмотрим характер пространственного сочленения зон зеленокаменной полосы, сложенных разнотипными комплексами.

Сочленение Западно-Тагильской и Магнитогорской зон описано в северной части Южного Урала [9]. Здесь, в районе г. Миасс, зеленокаменная полоса имеет отчетливую покровную структуру. Магнитогорские комплексы образуют аллохтон, выполняющий две синформы. В ядрах сопряженных с ними антиформ обнажается параавтохтонный комплекс, в строении которого определяющая роль принадлежит тагильским комплексам.

На Среднем Урале немые вулканогенные толщи Восточно-Тагильской подзоны по составу и структурному положению могут быть сопоставлены с девонскими вулканитами района г. Невьянск, которые рассматриваются как северное продолжение Магнитогорской зоны [2]. Из этого может следовать, что Восточно-Тагильскую подзону нужно также рассматривать как северное продолжение Магнитогорской зоны.

Таким образом, на севере Южного Урала, в районе города Миасс, образования тагильского типа занимают положение относительного автохтона, перекрытого комплексами магнитогорского типа. На Среднем и Северном Урале комплексы магнитогорского типа, слагающие Восточно-Тагильскую зону, по системе Турьинских разломов надвинуты в западном направлении на образования тагильского типа.

О характере сочленения Хордьюско-Ханмейско-Щучьинской (северного продолжения Тагильской) зоны и Войкарско-Малоуральской зоны

Полярного Урала можно судить по взаимоотношению Войкарско-Сыньинского ультрамафитового массива с метаморфизованными базит-гипербазитами его западного обрамления. В частности, в пространстве между истоками р. Средняя Лагорта (на севере) и верховьями Кокпелы и Погурия (на юге) западнее офиолитов распространены метаморфизованные базиты и гипербазиты массива Хордьюс и вмещающие его контрастно дифференцированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования пальникшорского комплекса, которые рассматриваются, соответственно, как крайний северный элемент Платиноносного пояса Урала [8, 2; и др.] и как аналоги вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ западных структурных элементов Тагильской зоны.

К востоку от Харбейского метаморфического блока (район рек Ханмей, Ханмейшор, Топоугол) развиты ордовикско(?)-раннедевонские вулканогенно-осадочные породы и эмско-среднедевонские карбонаты, аналогичные комплексам Тагильской зоны. Согласно геофизическим данным, к востоку от полей их развития залегают офиолитовые комплексы, сходные с образованиями массива Райиз, т.е. являющиеся северным продолжением офиолитовых аллохтонов Войкарско-Малоуральской зоны.

Таким образом, на Полярном Урале на комплексы тагильского типа, слагающие Хордьюско-Ханмейско-Щучьинскую зону, надвинуты с востока, а местами тектонически срезают их под острым углом комплексы, слагающие Войкарско-Малоуральскую зону.

Непосредственные взаимоотношения комплексов Войкарско-Малоуральской зоны и комплексов магнитогорского типа перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом западного фланга Западно-Сибирской плиты.

В заключение отметим:

1) зеленокаменная полоса Урала сложена комплексами тагильского (позднеордовикско-силурийские вулканиты и перекрывающие их ранне-среднедевонские карбонаты) и магнитогорского (островодужная ассоциация эмса-позднего девона) типа, а также близкими (но не аналогичными) им комплексами, слагающими Войкарско-Малоуральскую зону;

2) комплексы тагильского типа слагают крайние западные структурные элементы зеленокаменной полосы на Южном (Присакмарско-Вознесенская зона), Среднем и Северном (Западно-Тагильская зона) и Полярном (Хордьюско-Ханмейско-Щучьинская зона) Урале;

3) комплексы «войкарско-малоуральского» и магнитогорского типа в общем случае надвинуты на комплексы тагильского типа и, соответствен-

но, слагают Войкарско-Малоуральскую зону Полярного Урала и Магнитогорскую зону Южного и Восточно-Тагильскую зону Среднего и Северного Урала.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64104).

Литература

1. Ведерников В.В. Новые данные о возрасте вулканических формаций восточной части Невьянского района // Ежегодник – 1983, Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1984. С.19-21.
2. Ефимов А.А., Потапова Т.А. Тектоника нижней (метабазитовой) структурной единицы Войкарского офиолитового аллохтона на Полярном Урале // Геотектоника, 1990, № 5. С. 45-54.
3. Кузнецов Е.А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 243 с.
4. Куренков С.А., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е. Главный Уральский разлом: современная геодинамическая интерпретация. // Timan-Pechora-Polar Urals Tectonic Evolution. Europrobe, Syktyvkar, 1999. p.31-32
5. Куренков С.А., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Кузнецов Н.Б. Тектонотипы глубинных разломов - современная геодинамическая интерпретация // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тектонического совещания. М., "ГЕОС", 2000. С.274-289
6. Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. N 1. С.25-37.
7. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. М. ГЕОС. 1999. С 5-23
8. Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала/Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С.9-30.
9. Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И., Дегтярев К.Е. Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения магнитогорских и тагильских комплексов. // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. (Тр. ГИН РАН. Вып. 500). 1998. С. 75- 93

Г.Н.Кузовков¹

Импактная модель Урала – эталонная модель складчатых поясов неогена и сопряженных с ними осадочных бассейнов

Урал является одним из мировых эталонов складчатых поясов, прошедших полный геодинамический цикл развития (В.А.Коротеев, К.С.Иванов, 2000 и др.). Поэтому очевидны теоретическая и практическая значимость создания его модели, адекватной имеющимся данным. К настоящему времени этим данным удовлетворяет импактная модель Урала [4 и др.]. При ее разработке учтены следующие геофизические данные (В.Л.Нечеухин и др, 1986; В.Е.Сальников, И.В.Голованов, 1990; В.Б.Соколов, 1992, 1997, 2000; С.Н.Кашубин и др., 1995, В.М.Рыбалка и др., 1997; и др.).

¹ ОАО «СУГРЭ» КПП по Свердловской области, Верхняя Пышма Свердловской области, Россия.

1. Урал не имеет восточной границы и целиком залегает на структурах Восточно-Европейской (ВЕП) и Западно-Сибирской (ЗСП) платформ.
2. Под Уралом отсутствует повышенная основность (базальтоидность) земной коры.
3. Уралу соответствуют низкие и аномально низкие значения плотности теплового потока относительно ВЕП и ЗСП.
4. В разрезе земной коры Урала выделяются нижний слабодислоцированный и верхний (10–15 км) сильно дислоцированный структурно-вещественные комплексы, не имеющие между собой «структурной унаследованности».

5. Глубинные разломы Урала, включая Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР), являются листрическими, выполаживаются с глубиной и фиксируются только в верхнем комплексе.

6. Альпинотипные массивы офиолитов Урала являются бескорневыми, имеют характер тектонических пластин, не имеют связи с верхней мантией и не могут фиксировать глубинные разломы.

7. Уральский «супермаксимум» поля силы тяжести, обусловленный мафит-ультрамафитовыми массивами Платиноносного пояса, располагается в глубоком региональном минимуме поля, что свидетельствует об отсутствии связи этих массивов с «меланократовым основанием» и об отсутствии последнего под ними.

8. Современный структурно-тектонический план Урала сформировался за счет мощных тангенциальных напряжений, действовавших в направлении с востока на запад преимущественно на образования верхнего комплекса.

Из сказанного следует: 1) Урал представляет собой западную экспонированную часть крупной бескорневой структуры, наложенной на единое платформенное (ВЕП-ЗСП) основание и сформировавшейся в результате коллизионного поверхностного процесса - источника мощных тангенциальных напряжений; 2) разнообразные бескорневые комплексы магматитов Урала являются, очевидно, продуктами этого процесса.

Ряд данных, приведенных ниже, позволяют заключить, что этот коллизионный процесс мог иметь импактную природу.

1. Урал является западной краевой частью двух сопряженных гигантских кольцевых структур, которые по своим параметрам отождествимы с многокольцевыми импактными бассейнами (гиаблемами по [2], рис. 1).

2. В породах Северного и Среднего Урала выявлены признаки ударного метаморфизма, которые в совокупности с другими данными позволяют предположить существование региональной зоны ударного метаморфизма на Урале [4].

3. В породах эклогит-глаукофансланцевого пояса Урала (максютовский комплекс, рис. 2) присутствует импактная ассоциация «коэсит+ алмаз+ лонсдейлит» [1,3,6; и др.].

4. Уральские тектонические ансамбли тождественны наблюдаемым в известных астроблемах.

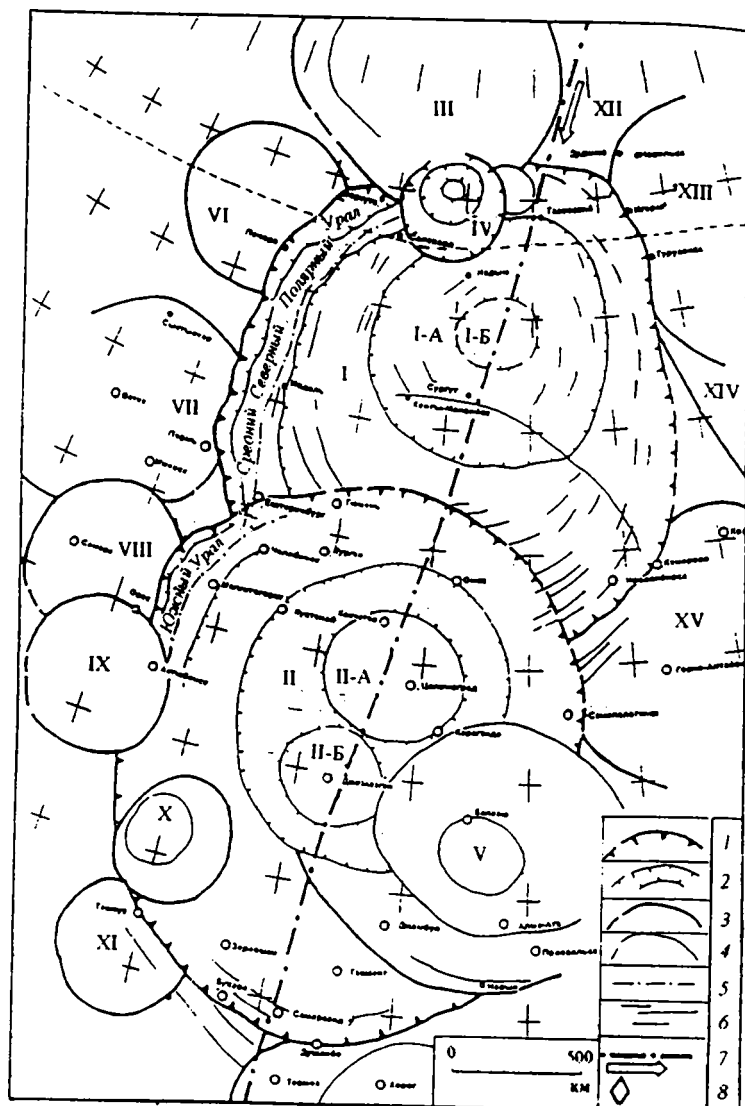


Рис. 1. Положение Урала в региональных кольцевых структурах (КС) по [4]

КС: I - Западно-Сибирская (I-A - Обская, I-B - Пякупурская); II - Казахстанская (II-A - Ишимская, II-B - Джезказганская); III - Новоземельская; IV - Ямальская; V - Балхашская; VI - Печорская; VII - Волго-Уральская; VIII - Самарская; IX - Актобинская; X - Аральская; XI - Ташаузская; XII - Таймырская; XIII - Патомская; XIV - Анабарская; XV - Алтае-Саянская

1-4 - элементы строения КС 1, 2 - Западно-Сибирской, Казахстанской, Ямальской; 3, 4 - прочих (1, 3 - внешние контуры, 2, 4 - элементы внутреннего строения); 5 - ось Уральского «супермаксимума» поля силы тяжести; 6 - концентрические элементы гидросети; 7 - ось билатеральной симметрии Западно-Сибирской, Казахстанской гиаблем и предполагаемое направление движения метеоритов-ударников

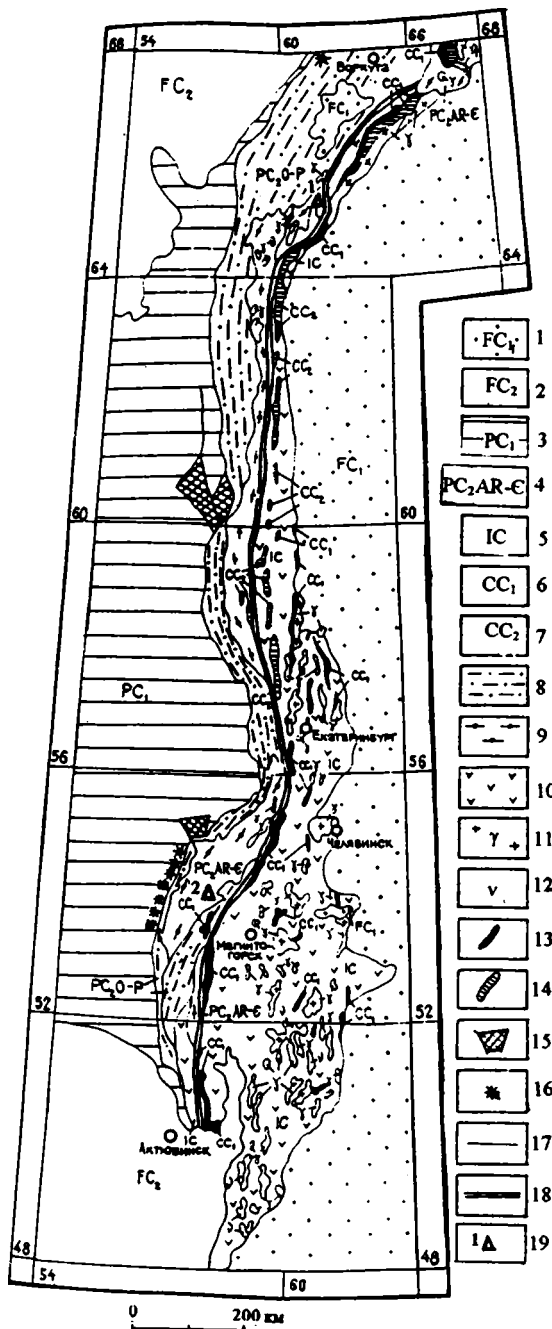


Рис. 2. Имפקтная геологическая схема Урала (на основе Геологической карты СССР масштаба 1:10 000 000, 1975)

1-7 - структурно-литологические комплексы: 1, 2 - заполняющий (Filling Complex - FC); - верхнеюрско-четвертичные осадки Западно-Сибирского и Казахстанского (1), Печорского и Актобинского (2) регионов; 3, 4 - цокольный (Plinth Complex - PC) «многоэпизодный»: 3 - автохтон, нижняя пермь - средняя юра, 4 - аллохтон, архей - кембрий, ордовик - пермь (O - P); 5 - коптогенный (импактный) - Impact Complex - IC «эвгеосинклинальный»; 6, 7 - космогенный (Cosmogenic Complex - CC) офиолитовый, ассоциации (фаши): 6 - альпинотипная (центрального донного потока), 7 - платиноносная (взрывного облака); 8 - терригенные и карбонатные породы; 9 - кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты; 10 - вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (группа импактитов) с включениями пород цокольного комплекса; 11 - гранитоиды; 12 - габброиды; 13, 14 - офиолиты: 13 - ультрамафиты, 14 - мафиты; 15, 16 - импактные: 15 - горсты, 16 - диатремы; 17, 18 - границы: 17 - геологические, 18 - цокольного и коптогенного комплексов (Главный Уральский глубинный разлом); 19 - эколгит-глагоуфансланцевые комплексы (1 - парусшорский, неркаюский, хобензский, 2 - максютовский)

5. Урал, подобно многим известным астроблемам, является алмазодонной структурой.

Сущность импактной модели Урала, основанной на принципах ударно-взрывной тектоники [2,4], заключается в следующем.

1. Урал состоит из двух сопряженных между собой дугообразных отрезков, соответствующих западной периферии Западно-Сибирской и Казахстанской гиаблем (см. рис. 1), имеет волновую природу и представляет собой фрагмент внешнего кольцевого структурного поднятия, а Предуральский прогиб - фрагмент передового кольцевого желоба этих гиаблем.

2. Урал представляет собой западную экспонированную часть коллизионного импактного выполнения указанных гиаблем, в котором по аналогии с известными астроблемами выделяются четыре структурно-литологических комплекса: цокольный, коптогенный, инъекционный и заполняющий; в структурах Урала представлены преимущественно первые три (см. рис. 2, образования инъекционного комплекса на схеме не показаны).

3. Цокольному комплексу отвечает миогеосинклинальная зона (континентальный сектор) Урала, представленная деформированными образованиями ВЕП и сопоставимая с линзой подкратерного пластичного течения астроблем.

4. Коптогенному (импактному) комплексу соответствует эвгеосинклинальная зона (океанический сектор) Урала, представленная «островодужными» комплексами пород и продуктами раннемезозойской «тектонотектонической активизации», содержащими многочисленные включения (микроконтиненты, шолы, клиппы, блоки, олистостромы и т.п.) метаморфических, осадочных, интрузивных пород цокольного комплекса и офиолитов.

5. ГУТР является геологической границей цокольного (миогеосинклинального) и коптогенного (эвгеосинклинального) комплексов.

6. Инъекционный комплекс представлен разнообразными внедрениями расплавных и обломочных пород в образования цокольного и коптогенного комплексов, а заполняющий комплекс - морскими и континентальными верхнеюрско-четвертичными осадками.

7. Бескорневые офиолитовые комплексы Урала, близкие по составу каменным метеоритам, отнесены к космогенному комплексу (см. рис. 2) и рассматриваются как фрагменты космических ударников, перемещенные взрывами на периферию гиаблем в центробежном донном потоке (альпинотипная ассоциация) и во взрывном облаке (платиноносная ассоциация).

8. Формирование Уральского складчатого пояса (импактная «гиперколлизия») относится к рубежу средней и поздней юры, является одноактным и геологически мгновенным (длительность процесса порядка 10 мин). О возможности мгновенного возникновения сложных тектонических ансамблей в одноактном процессе свидетельствуют как наблюдения природных моделей - астроблем, так и экспериментальные данные [5].

Предлагаемая импактная модель Урала может служить эталоном при расшифровке истории формирования складчатых поясов неогей и сопря-

женных с ними осадочных бассейнов, которые зачастую являются нефтегазоносными.

Литература

1. Головная С.В., Хвостов В.Г., Макаров Е.С. Гексагональная модификация алмаза (лонсдейлит) в эклогитах метаморфических комплексов // Геохимия. 1977. №5. С. 790–793
2. Зейлик Б.С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). Обзор. Общ. и регион. геол. и геол. картиров. М.: Геонинформ; ВИЭМС, 1978. 55 с.
3. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Дисс. ... д-ра геол.-минер. наук в форме науч. док. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. 254 с.
4. Кузовков Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала (Приложение механизма ударно-взрывного процесса к объяснению геологических явлений). Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1998. 378 с.
5. Миллер Ю.В. Тектонометаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
6. Чесноков Б.В., Попов В.Л. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах. // ДАН СССР. 1965. Т. 62. С. 909–910.

А.Б.Кузьмичев¹

Байкалиды Тувино-Монгольского массива: три этапа тектонической эволюции в позднем рифее – раннем палеозое

Тувино-Монгольский массив представляет собой байкальский террейн, входящий в состав палеозоид Саяно-Байкальской складчатой области (рис. 1). Массив отличается от обрамляющих каледонских структур присутствием венд-кембрийского карбонатного платформенного чехла, несогласно залегающего на складчатых рифейских комплексах. Современная структура массива образована в результате событий трех тектонических этапов: раннебайкальского (1000–800 млн лет), позднебайкальского (800–600 млн лет) и раннекаледонского (600–460 млн лет).

Раннебайкальский этап. Опознаются два раннебайкальских палеоструктурных элемента: Дунжугурская океаническая островная дуга и Гарганский континентальный блок. Дунжугурская дуга представлена офиолитами Окинского и Ильчирского поясов. Возраст начального этапа ее формирования около 1 млрд лет (U-Pb возраст офиолитовых плагиогранитов – данные Е.В.Склярова и Е.В.Хаина). Гарганский континентальный блок имеет платформенное строение: на архейском кристаллическом фундаменте залегает средне-верхнерифейский платформенный чехол. Субдукция океанической коры окраинного бассейна, разделявшего эти структуры, осуществлялась под дугу.

На рубеже 800 млн лет, после полного поглощения коры окраинного бассейна, произошла коллизия Дунжугурской дуги и Гарганского блока: островная дуга причленилась к континенту и островодужные офиолиты были шарьированы на него [1].

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



Рис. 1. Байкальские террейны Южной Сибири

Позднебайкальский этап. После коллизии дуги и континента направление субдукции изменилось и она стала осуществляться под Гарганский блок. Первые надсубдукционные выплавки – тоналиты и дациты сумсунурского и холбинского комплексов (790 млн лет) [1]. Позже на окраине Гарганского блока формируется вулканический пояс, представленный известково-щелочными лавами и туфами сархойской и дархатской серий (воз-

раст верхних горизонтов – 719 млн лет). К активной континентальной окраине примыкала аккреционная призма, представленная породами окинской серии. Серия сложена расчешуенными турбидитами и вулканокластикой и содержит клинья офиолитов и кросситовых сланцев. Возраст окинской серии, определенный по прорывающим силлам, не моложе 640 ± 20 млн лет (U-Pb метод). Полоса выходов окинской серии обрамляется с внешней стороны офиолитами Шишхидской океанической дуги. Возраст островодужных вулканитов 590 ± 20 млн лет.

В венде Шишхидская дуга причленилась к окраине раннебайкальского континентального блока. Изотопные доказательства этого коллизийного события отсутствуют, так как до сих пор гранитоиды, связанные с ним, не опознаны. Реальность позднебайкальского орогенеза может быть обоснована только несогласным залеганием поздневендских орогенных обломочных отложений на деформированных верхнерифейских и нижневендских островодужных, задуговых и преддуговых комплексах. Такую ситуацию автор наблюдал на четырех участках (бассейны рек Сархой, Боксон, Горлык, Шишхид), принадлежащих разным зонам Тувинно-Монгольского массива.

Каледонский этап. Начинается с накопления континентальных красноватых моласс, переходящих вверх в карбонатный платформенный чехол. На протяжении кембрия новообразованный Тувинно-Монгольский микроконтинент дрейфовал по Палеоазиатскому океану в виде карбонат-

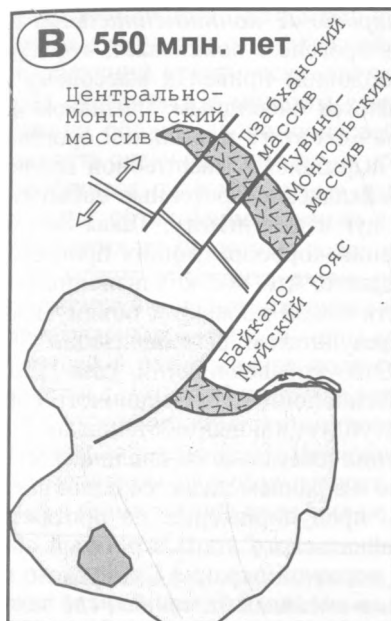


Рис. 2. Спекулятивная модель происхождения Тувино-Монгольского массива

а – раннебайкальский этап, б – позднебайкальский этап, в – начало каледонского этапа

ной платформы, ограниченной преимущественно пассивными окраинами; активная окраина намечается со стороны Хамсаринской зоны.

В начале ордовика Тувино-Монгольский микроконтинент испытал коллизию с окружающими островодужными и континентальными структурами. Коллизия сопровождалась неравномерными деформациями, высокоградиентным метаморфизмом и завершилась массовым выплавлением постколлизионных гранитов ниже-сред-

неордовикского возраста. Эти процессы привели к созданию жесткого каркаса и «кратонизации» региона.

Положение Тувино-Монгольского массива в системе континентов позднего рифея – раннего палеозоя. Возникает закономерный вопрос о том, где же происходили рассмотренные события? Платформенное строение Гарганского блока указывает, что он является фрагментом древнего континента. Сопоставление с рифейскими комплексами Байкало-Муйского региона, где также проявились два этапа байкальского тектогенеза и описаны верхнерифейские офиолиты, островодужные и окраинно-континентальные вулканы, позволяет предположить, что Гарганский блок в начале позднего рифея располагался на северной (в позднерифейских координатах) пассивной окраине Сибирского кратона и, соответственно, на северо-восточной окраине Родиния (рис. 2,а). После раннебайкальской орогенеза и причленения Дунжугурской дуги к Сибирскому континенту, субдукция стала осуществляться под континент, что привело к формированию активной континентальной окраины (см. рис. 2,б). Возможно, что уже на протяжении позднебайкальского этапа в тылу активной окраины начался задуговой рифтогенез, который в конце привел к спрединговому открытию Джидинского океана. В результате отчленения северного края Сибирского кратона образовалась цепочка микроконтинентов, включающая Тувино-Монгольский массив. Байкало-Муйский сегмент был смещен по трансформному разлому в глубь континента и сохранил первоначальное положение (см. рис. 2,в).

Байкальский тектогенез и формирование континентальной земной коры. Сопоставление трех этапов орогенеза показывает, что только последний из них (ранний–средний ордовик) привел к массовому выплавлению гранитоидов, которые являются очевидным признаком формирования континентальной коры. Причина этого в различии орогенных режимов. Раннекаледонский орогенез выразился в масштабной коллизии континентальных блоков, тогда как байкальские орогенные события заключались в причленении островных дуг к континенту. Такая ситуация создает впечатление о слабом проявлении корообразующих процессов в позднем рифее. Однако следует учитывать, что постколлизийный гранитный магматизм почти не дает фактической добавки к объему континентальной коры, так как является результатом ремобилизации более древнего сиалического вещества. Это справедливо и для Саяно-Байкальской складчатой области [2]. Основной объем первичного сиалического материала генерируется в надсубдукционных обстановках [3]. С этих позиций интенсивность поступления ювенильного сиалического вещества в земную кору в позднем рифее и в раннем палеозое сопоставима. Так, в Дунжугурской дуге вулканы продуцировались на протяжении 200 млн лет. На протяжении позднебайкальского этапа огромный объем корового материала генерировался на активной окраине Сибирского кратона, в Шишхидской островной дуге и в смежных бассейнах, где захоронялись переотложенные продукты магматизма.

Литература

1. Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И. Верхнерифейские (790 млн лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: Свидетельство раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 10. С. 1379–1383.
2. Коваленко В. И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рышк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
3. Holbrook W.S., Lizarralde D., McGeary S., Bangs N., Diebold J. Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth // Geology. 1999. V. 27, No. 1. P. 31–34.

С.А. Куренков¹, А.Н. Диденко², В.А. Симонов³

Офиолиты Урало-Монгольского складчатого пояса: особенности палеоспрединга и обдукции

Широкое распространение офиолитов и их разнообразие (или разнообразие комплексов объединяемых под этим названием) в структурах покровно-складчатых областей традиционно связывается с процессами обдукции или аккреции. Однако, исследования современных активных континентальных окраин указывают на повсеместное «спокойное» течение процессов субдукции океанической коры, а явления современной аккреции и обдукции практически отсутствуют. Это противоречие заставляет ещё раз обратиться к моделям становления офиолитовых покровов и к выяснению общих закономерностей, определяющих транспортировку и сохранность океанической коры в покровно-складчатых сооружениях.

Имеющиеся палеомагнитные данные по венд-палеозойским офиолитам говорят об их формировании в зоне экваториальных и тропических широт. В этих же широтных зонах в палеозое располагались и континенты. Это можно объяснить двумя предположениями: действительное их расположение в зоне низких широт в отличие от современного положения континентальных блоков, и (или) существенный вклад недипольной составляющей в геомагнитное поле того времени. Первое предположение согласуется с гипотезой горячего экваториального пояса ранней Земли [1] и моделью активизации тектонических и сейсмических процессов в приэкваториальной зоне [2,3]. Имеющиеся данные для мезозоя-кайнозоя и второй половины палеозоя говорят о том, что вклад дипольной составляющей в геомагнитное поле был не менее 90-95 %, но полностью исклю-

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

² Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия.

³ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия.

чить второе предположение - эффект «недипольности» геомагнитного поля в раннем палеозое - нельзя.

В последние 10-15 лет наметился процесс перерастания научной парадигмы тектоники плит в более общую теорию глобальной геодинамики. В этом же контексте следует рассматривать широко развивающиеся в настоящее время представления о ведущей роли мантийных конвективных струй в процессе формирования фанерозойской и докембрийской литосферы в горячем приэкваториальном поясе Земли [1, 4].

Проведенный авторами анализ скоростей движения континентальных плит в палеозое и распространенностью офиолитов показал, что эти два явления взаимосвязаны. По многочисленным данным [5-12] в позднеерфейское-палеозойское время намечается пять эпох увеличения образования океанической коры:

1) поздний рифей - ранний кембрий. Образование коры океанического типа получило широкое развитие в океанах Прототетис, Среднеевропейский, Палеоазиатский и в Верхояно-Колымской, Тасманской складчатых областях;

2) конец кембрия - средний ордовик. Образование океанической коры получило широкое развитие в океане Япетус, остаточных бассейнах Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня. Вероятно, во второй половине этого периода начал развиваться Уральский палеоокеан;

3) конец ордовика - силур. Остатки новообразованной океанической коры этого времени находятся сейчас в виде офиолитов в герцинских складчатых областях - Уральской, Южно-Тяньшанской, Чарской, Гоби-Хинганской и др. складчатых зонах;

4) средний девон - ранний карбон. Офиолиты, образовавшиеся в начале этого периода, также принадлежат герцинским складчатым областям. Они развиты на Полярном и Южном Урале, Южном Тянь-Шане, Южном Гоби и представляют новую генерацию продуктов спрединга в уже существовавших бассейнах Палеотетиса-1 и закрывшихся в позднем девон-раннем карбоне. Одновременно с закрытием бассейнов Палеотетис-1 формируется система океанических бассейнов Палеотетис-2: Внутренне-Монгольский, Южно-Гиссарский и Северо-Памирский;

5) поздний палеозой (пермский). Офиолиты этого возраста известны на Центральном Памире, Афганистане, Тибете, по обе стороны Тихого океана, замыкание этих бассейнов произошло уже в мезозое.

Эти интервалы максимального развития океанической коры отчетливо фиксируются на зависимости распространенности офиолитов во времени, построенной В. Е. Хаиным и К. Б. Сеславинским [11]. Как видно по этим данным, периоды наибольшего развития офиолитовых комплексов в палеозойскую эру (600-540, 500-470, 450-420, 400-330, 290-250 млн. лет) примерно совпадают по времени с увеличением скоростей миграции палеомагнитных полюсов континентов. Видимо, можно говорить, что периоды увеличения скоростей миграции плит связаны с эпохами увеличения объемов спрединга в океанах, открытием новых палеоокеанических

бассейнов и являются отражением на поверхности Земли перестройки конвективных течений в мантии. Почти все вышеуказанные периоды увеличения офиолитообразования предварялись рифтингом того или иного континента. Следовательно, рифтинг континентальной коры и есть первое проявление на поверхности мантийного теплового диапира (горячей струи). Образование последнего, в свою очередь, связано, вероятно, с экранированием мощной корой малоподвижных континентальных масс теплового потока из глубин Земли [13].

Проведенные авторами исследования эталонных офиолитовых комплексов в пределах Урало-Монгольской покровно-складчатой области офиолитовые, в первую очередь Полярноуральской, Северотяньшаньской и Алтае-Саянской областей, а также данные по другим складчатым поясам Земли показали, что разрезы многих из них отличаются как по своему строению, так и по петро-геохимическим характеристикам от разрезов «нормальной» океанической коры - океанских хребтов и абиссальных плит. Проведенный нами анализ полных разрезов базитовых комплексов (магматическая часть разреза) офиолитовых ассоциаций позволяяет утверждать:

а) большинство из них формировались в два и более этапов;

б) установление диапазонов возраста, в течение которого формировались магматическая часть разреза позволяет разделить офиолиты на коротко и долгоживущие. К относительно короткоживущим офиолитам можно отнести офиолиты Южных Мугоджар (Южный Урал), Северо-Восточной Ферганы (Тянь-Шань), Чон-Саира (Южная Тува), Ягельного меланжа (Корякское нагорье), Тайтао (западное побережье Чили) и Тихама-Азир (Красноморский рифт) от момента образования до обдукции которых прошло не более 10-20 млн. лет, а порой первые миллионы лет. Основная часть офиолитовых областей существовала более длительное время (до 100 млн. лет). При этом следует подчеркнуть, что они формировались в два и более этапов: Сартале (Южный Тянь-Шань), Хан-Тайшири (Западная Монголия), значительная часть Алтае-Саянских, Семайл (Оман), Бей оф Айлендс (Ньюфаундленд);

в) палеогеодинамические реконструкции показывают, что в короткоживущих, в основном моностадийных, офиолитах мы имеем «нормальную» океаническую кору, тогда как в долгоживущих наблюдается совокупность фрагментов «нормальной» океанической коры, ранних и зрелых островных дуг и задуговых бассейнов (Войкаро-Сынынский массив Полярного Урала, Киргизатинские офиолиты Южного Тянь-Шаня, Хантайширский массив Западной Монголии);

г) имеющиеся палеомагнитные данные и выполненные на их основе магнитотектонические реконструкции показывают, что основной объем обдуктированных венд-кембрийских офиолитов Алтае-Саянской области и Западной Монголии, ордовикских офиолитов Казахстана и Полярного Урала, среднепалеозойских офиолитов Южного Урала и Южного Тянь-Шаня формировался в зоне экваториальных и тропических широт. В этом

Таблица. Сравнительная характеристика палеоспредиговых комплексов Урало-Монгольского складчатого пояса

№ п/п	Название объекта	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	Возраст	Особенности		ПР, $^\circ$	Пш, $^\circ$	Петрогеохимическая х-ка	Тип палеоструктуры	Тип спрединг
					однофазный	многофазный					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Карашатский массив (Южная Тува)	50.1	95.1	V- ϵ_1	Линейные дайки + силлы	--	325 (350)	-7	Толенты NMORB	красноморская	Рассеянный
2	Чон-Саир (Южная Тува)			V- ϵ_1	Линейные дайки	--	85	--	Толенты NMORB	красноморская	Рассеянный
3	Куртушибинский массив (Западный Саян)	52.8	93.5	V- ϵ_1	-	Дайки 1-ой генерации	270		Толенты NMORB	СОХ	концентрированный
						Дайки 2-ой генерации	280-300 (350)	+5	бониниты	ПОД	рассеянный
4	Шатский массив (Западная Тува)	51.3	90.7	V- ϵ_1	-	Дайки 1-ой генерации	80-90 (300)	-11	Толенты ОД	ПОД	рассеянный
						Дайки 2-ой генерации	325		Толенты ОД	ЗД (?)	рассеянный
5	Среднетерсинский массив (Кузнецкий Алатай)	54.7	88.4	ϵ_1	-	Линейный	10 (30)	-9	Толенты ОД	ОД	рассеянный
						Хаотичный с силлами			ИзЩ+Тi	ЗД/РОД	рассеянный ОД
6	Курайский массив (Горный Алтай)	50.0	88.6	V- ϵ_1	-	Линейный	323 (355)	-11	толенты	ОД	рассеянный ОД
						Хаотичный с силлами			бониниты		
7	Северо-Саянский массив (Западный Саян)	52.9	91.6	V- ϵ_1	-	Линейные дайки	50-60 (270-280)	+14	Толенты NMORB	СОХ	концентрированный
						Хаотичный с силлами			бониниты	ПОД	рассеянный
8	Хан-Тайширский массив (Северо-Западная Монголия)	46.3	96.1	V- ϵ_1	-	Дайки 1-ой генерации	345 (305)	-14	Толенты MORB-типа	ЗД	Концентрированный
				ϵ_1		Дайки 2-ой генерации + силлы	40 (47)	+19	Бониниты	ПОД	рассеянный

Таблица (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
9	Наранский массив (Северо-Западная Монголия)	46.3	96.5	E_1	дайки + силлы	--		+20	ОД с бонинитами	ОД	рассеянный
10	Баян-Хонгорский массив (Центральная Монголия)	46.5	95.5	$V-E_1$	-	Линейные дайки	330 (355)	+23	Толиты NMORB	COX	Концентриро- ванный
						Разноориент- ированные дайки 2-ой генерации				ЗД?	рассеянный
11	Караулчекинский массив (Центральный Казахстан)	50.8	74.8	O_1	Силл в силле		-	+15	ИзЩ	ОД	Рассеянный
12	Толпакский массив	50.8	74.8	O_1	Силл в силле		-	+17	ИзЩ	ОД	Рассеянный
13	Базарбайский массив (Центральный Казахстан)	49.3	73.3	O_2	Силл в силле		-	+10	Толиты Од + ИзЩ	ЗД	Рассеянный
14	массив Сым-Кеу (Полярный Урал)	67.7	66.3	$O-S_1$		Параллельны е дайки	20-25	+10	бониниты	ПОД	
15	Войкаро- Сынынский массив (Полярный Урал)	66.7	63.5	$O-S_1$	-	Дайка в дайке	40-50 (340- 10)	+11	Толиты MORB+OD	COX+ПОД	концентриро- ванный
						силлы			Бониниты	ПОД	рассеянный
16	Шулдакский массив (Южные Мугоджары)	48.5	58.7	D_{1-2}	Дайка в дайке	-	335 (75)	+16	Толиты MO RB	COX, возможно ЗД	концентриро- ванный
17	Киргизатинский аллохтон (Южный Тянь-Шань)	40.1	72.5	D_{1-2}	-	Рои дайка в дайке	300 (340)	+21	NMORB + seamount	seamount	Повторный, рассеянный
						Параллельны е дайки + силлы			NMORB + seamount	seamount	Повторный, рассеянный

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
18	Ходжагаирский аллохтон (Южный Тянь-Шань)	40.2	72.1	S ₂ -D	-	Силл в силле		+23	NMORB + seamount	seamount	Повторный, рассеянный
						Хаотические дайки + силлы			NMORB + seamount	seamount	Повторный, рассеянный
19	Сартале (Южный Тянь-Шань)	40.0	71.5	O ₂ -D	Силлы			+24	NMORB + seamount	seamount	Повторный, рассеянный
20	Нарынские офиолиты (Южный Тянь-Шань)	41.6	72.5	S-D (?) D _{1,2} (?)		Дайка в дайте	85 (330)	+20	NMORB (?)	Трансформ ный разлом (?)	концентриро ванный
						Рон дайка в дайте	345- 350 (330)		NMORB (?)	Трансформ ный разлом (?)	рассеянный
21	хр. Дзолен (Южная Монголия)	43.5	102.8	D ₁	Многочислен ные силлы + единичные дайки			+0.5		seamount	рассеянный
22	хр. Гурван-Сайхан (Южная Монголия)	43.7	10 3.0	D ₁	Многочислен ные силлы + единичные дайки			6		seamount	рассеянный

Примечание: φ , λ – координаты места отбора; прост. – простирание дайковых комплексов в современной и древней (в скобках) системах; пш – палеоширота; петрохимическая характеристика: NMORB – нормальные океанические базальты срединно-океанических хребтов, Од – базальты островных дуг, OIB – базальты океанических островов, ИзЩ – известково-щелочные серии; тип палеоструктуры: КМ – красноморского типа, СОХ – срединно-океанический хребет, ПОД – примитивная островная дуга, ЗД – задуговый бассейн, ОД – островная дуга, РОД – развитая островная дуга, ОГ – внутриплитный океанический остров, ТР – трансформный разлом.

заключается основное противоречие: исходя из тех же магнито-тектонических реконструкций, океанические пространства занимали и области высоких широт, где должна была формироваться океаническая кора, но этих фрагментов в структуре палеозойских складчатых поясов не обнаружено.

Литература

1. Глуховский М.З., Моралев В.М. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С.3-15.
2. Левин Б.В. Об астрономической компоненте тектонической // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: Геос, 2000. С.286-287.
3. Левин Б.В., Чирков Е.Б. Особенности широтного распределения сейсмичности и вращение Земли // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 65-69.
4. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и современная глубинная геодинамика по данным сейсмической томографии // Геология и Геофизика. 1998. Т.39. № 1. С.3-10.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
6. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.
7. Моссаковский А. А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т. Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С.3-33.
8. Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С.18-32.
9. Диденко А.Н., Мосаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и Геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С.59-75.
10. Pickering K.T., Smith A.G. Arcs and backarc basins in the Early Paleozoic Iapetus Ocean // The Island arc. 1995. No. 4. P. 1-67.
11. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.
12. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: изд-во МГУ, 1995. 480 с.
13. Трубицын В.П., Бобров А.М. Эволюция структуры мантийной конвекции после раскола суперконтинента // Физика Земли. 1993. № 9. С. 27-37.

А.М.Курчавов¹

Проблема геодинамической обстановки формирования девонского континентального магматизма Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири

Выделяя в девоне Центрального Казахстана краевой вулканический пояс, А.А.Богданов рассматривал его как особую орогенную структуру на краю каледонского массива по границе с Джунгаро-Балхашской варисцийской подвижной областью. Однако девонские магматические образования в ассоциации с красноцветными молассоидами широко распространены за пределами данного пояса. Выявление геодинамической обстановки формирования этих образований всего ареала их распространения

¹ Межведомственный петрографический комитет (МПК) РАН, Москва, Россия.

ния в Казахстане, Средней Азии и Западной Сибири принципиально важно для палеотектонических реконструкций Центрально-Азиатского складчатого пояса и выяснения характера соотношений Атлантического и Тихоокеанского сегментов земной коры.

Среди девонских магматических ассоциаций Центрального Казахстана А.М.Курчавовым с соавторами в 1998, 1999, 2000 гг. отмечены две петрохимические зоны (рисунок). Вдоль края геоструктур расположены породы преимущественно низкокалиевой ветви известково-щелочной петрохимической серии. Внутренним частям геоструктур свойственно значительное присутствие пород высококалиевой ветви этой же серии, а также шошонит-латитовой. Полоса распространения низкокалиевых девонских пород на краю каледонского массива Казахстана по границе с варисцийскими областями рассматривается как фронтальная зона вулканического пояса, а полоса более калиевых пород внутренних частей каледонского массива – как его тыловая зона. Выделенный А.А.Богдановым собственно краевой пояс является не чем иным как фронтальной зоной вулканического пояса, сформированного в девоне на каледонском массиве не только по границе с Джунгаро-Балхашской, но и с Иртыш-Зайсанской варисцийскими подвижными областями. Такого рода асимметричная зональность магматизма до недавнего времени считалась доказательством принадлежности девонского вулканического пояса Казахстана к окраинно-континентальному типу.

Вместе с тем, из Центрального Казахстана континентальные девонские магматические образования прослеживаются в пределы Западной Сибири вплоть до г. Ханты-Мансийска. Здесь выделяются две сопряженные по латерали петрохимические зоны. Близ границы с Иртыш-Зайсанской варисцийской областью развиты известково-щелочные породы пониженной калиевости; западнее распространены более калиевые породы. Первая зона непосредственно продолжает к ССЗ фронтальную зону девонского пояса Казахстана, а вторая – его тыловую зону, т.е. на каледонском массиве юга Западной Сибири (со стороны современной Иртыш-Зайсанской варисцийской области) формировался девонский вулканический пояс с асимметричной зональностью магматизма. Но континентальные магматические образования девона широко распространены также в Тургайском прогибе. Со стороны современной Уральской складчатой системы эти образования обладают пониженной калиевостью, которая возрастает в сторону Казахстана. Вдоль р.Тобол континентальные магматические образования девона прослеживаются на север до г. Тобольска, где им свойственна такая же асимметричная петрохимическая зональность, т.е. со стороны современной Уральской складчатой системы на краю каледонского массива Казахстана также формировался девонский вулканический пояс с асимметричной магматической зональностью. Однако близ г. Тобольска западная и восточная ветви девонского вулканического пояса смыкаются. Обе ветви этого пояса также смыкаются на юге Казахстана и в Средней Азии.

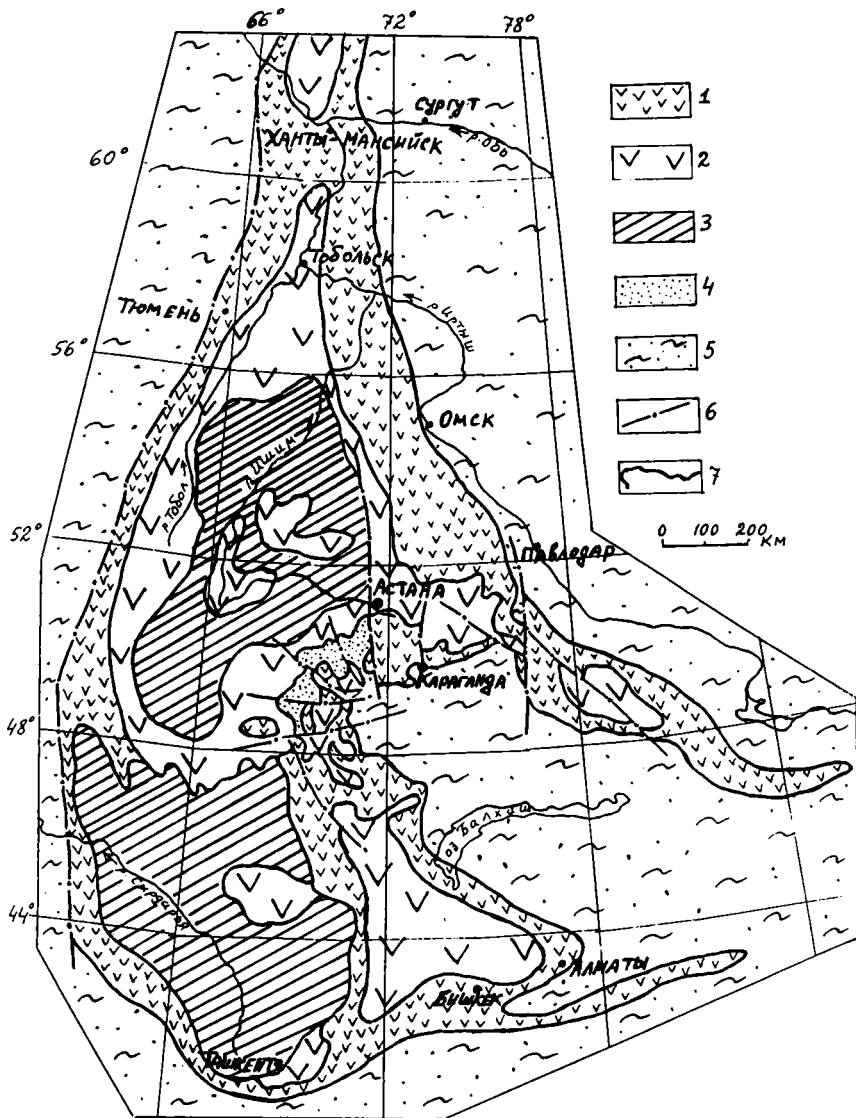


Схема современного расположения ниже-среднедевонских образований Средней Азии, Казахстана и Западной Сибири

1, 2 – ниже-среднедевонские континентальные магматические образования: 1 – известково-щелочные, преимущественно низкокальциевой ветви, 2 – известково-щелочные при широком представителстве высококальциевой ветви и шошонит-латитовые; 3 – области современного отсутствия девонских континентальных магматических образований; 4 – нижедевонские прибрежно-морские тонкослоистые терригенные отложения Сарысу-Тенгизского сегмента; 5 – девонские субокеанические образования; 6 – разломы; 7 – границы распространения девонских образований

Таким образом, континентальные магматические образования девона охватывают непрерывным кольцом каледонский массив Средней Азии, Казахстана и Западной Сибири со сменой пород преимущественно низкалийной ветви известково-щелочной петрохимической серии, распространенных вдоль края каледонского массива, на более калиевые разновидности этой серии и шошонит-латитовой во внутренних частях каледонид. Из этого следует, что асимметричная зональность девонского континентального магматизма восточной части Центрального Казахстана является лишь региональным выражением глобальной симметричной зональности магматизма этого времени. На подобные явления уже обращалось внимание [Курчаков А.М. и др. // Геотектоника. 1999. № 1]. Геодинамическая природа этого может быть различна. В данном случае важно отметить, что симметричная петрохимическая зональность характерна для девонских магматических образований Чингиза и Тарбагатай, где они формировались в условиях энсиалической островной дуги. А.М.Курчаков в 1985, 1994 гг. и Л.И.Скринник в 1995 г. рассматривали ряд девонских вулканических ареалов Южного Казахстана как пример магматизма энсиалических островных дуг.

Следует отметить, что А.Шенгер с соавторами в 1993, 1994 гг. включал палеозониды Казахстана в систему островных дуг, формирующихся на границе Туркестанского и Ханты-Мансийского палеоокеанов. В этой связи необходимо подчеркнуть, что симметричное расположение петрохимических зон не свойственно бесспорно окраинно-континентальным вулканическим поясам (Катазиатскому или Андийскому) с их асимметричной зональностью магматизма по латерали. Структурам же островодужного типа более присуща симметричная зональность магматизма. Девонскую историю указанной территории, скорее всего, следует рассматривать как развитие огромной композитной энсиалической островодужной системы, формировавшейся на границе Палеопацифика и Урало-Туркестанского палеоокеана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект №98-05-64700.

О.В.Левченко¹, В.Е.Вержицкий²

Мозаично-блоковое строение области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана на различных структурных уровнях

Одним из приоритетных направлений исследований в современной геодинамике является изучение внутриплитных деформаций литосферы. С решением этих проблем связан дальнейший прогресс концепции тек-

¹ Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия.

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

тоники литосферных плит, лежащей в основе современных океанологических исследований. Наиболее выразительные деформации сжатия океанской литосферы наблюдаются в северо-восточной части Индийского океана, далеко от границ литосферных плит.

Мозаично-блоковое строение рассматриваемой обширной области неотектонических (позднемиоценовых) компрессионных деформаций в северной части Центральной котловины Индийского океана проявляется в различной степени в пределах двух структурных уровней.

1. *Региональный уровень.* В результате 31-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» и 22-го рейса НИС «Профессор Штокман» было установлено, что область состоит из отдельных изометричных интенсивно дислоцированных блоков океанической литосферы размерами в поперечнике в несколько сотен километров, чередующихся со слабо- и недеформированными участками (рисунок), что определяет общую мозаично-блоковую структуру региона [1,2].

2. *Уровень отдельных интенсивно дислоцированных участков.* Структурный анализ данных непрерывного сейсмического профилирования в пределах полигона детальных исследований НИС «Профессор Штокман» (1989 г.) Ш-22-II (~1,5° ю.ш. – 1,5° с.ш.; 81°–84° в.д.) показал, что территория полигона разделяется на тектонические блоки, различающиеся по многим структурным признакам: преобладающее простирание основных структурных элементов, преобладающая вергентность взбросов и осевых плоскостей складок, частота развития отдельных разломов и складок, амплитуда смещения по разломам и длина волны складок, выдержанность отдельных структур по простиранию, их протяженность, абсолютные топографические отметки положения поверхности дна. Естественными границами между блоками служат разрывные нарушения различной природы, времени заложения и простирания. С запада и востока блоки ограничены древними субмеридиональными трансформными разломами поздне-мелового заложения. Южные и северные ограничения тектонических блоков представлены молодыми структурами – крупными разломами субширотного, северо-восточного и северо-западного простирания и их комбинациями. В пределах полигона выделено девять таких зон (тектонических блоков) (рисунок) с размерами в поперечном сечении в несколько десятков (реже 100 и более) километров.

По степени тектонизации всю площадь полигона можно разделить на три группы: сильно тектонизированные участки (блоки III–IV, VI–IX), основной чертой которых являются дислоцированные холмистые возвышенности; слабо или недеформированные (блок I) и блоки «переходного» типа (блоки II, V), еще морфологически невыраженные в виде складчатых поднятий, но уже осложненные множественными складками и разломами. Таким образом, в выполненном структурном анализе и на построенной в итоге схеме (см. рисунок) находит свое дальнейшее развитие представление о мозаично-блоковой структуре области внутриплитной деформации индоокеанской литосферы [1–3].

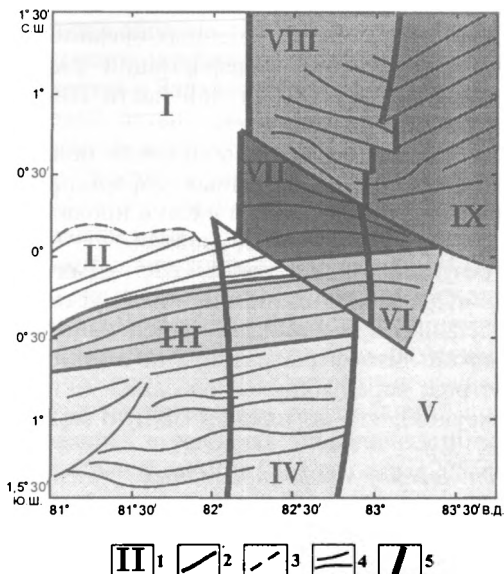


Схема тектонических блоков для полигона детальных исследований Ш-22-П в районе Центральной котловины Индийского океана

I – тектонические блоки (римские цифры – номера блоков); 2, 3 – границы блоков: 2 – выделенные, 3 – предполагаемые; 4 – ориентировка элементов позднемiocенового структурного плана; 5 – трансформные разломы

Строение деформированного комплекса океанической коры в изучаемом регионе во многом определяют впервые выделенные здесь сдвиговые нарушения (правосторонние северо-западного простирания и левосторонние северо-восточного простирания). Действительно, вертикальная амплитуда смещения по отдельным субширотным взбросам составляет десятки–сотни (до 500) метров, в то время как амплитуда сдвиговых перемещений на порядок больше – до первых десятков километров (чаще всего порядка 5 км). В некоторых случаях сдвиги разделяют деформированный комплекс на тектонические блоки с различной степенью деформированности и разным характером структуры.

Выводы. Таким образом, мозаично-блоковая структура зоны внутриплитных деформаций проявляется как на региональном, так и на более локальном («полигонном») уровне. Действительно, в первом приближении, рассматриваемая область состоит, в плане, из некоторого количества (около 20) изометричных, интенсивно деформированных блоков (размерами в поперечнике в несколько сотен километров), разделенных слабо- или недеформированными участками [1–3]. В результате проведенной работы было выяснено, что в пределах отдельных деформированных участков также выделяются тектонические блоки с различной степенью и стилем деформации, разделенные крупными разрывными нарушениями различной природы и времени заложения. Причем, существенную роль в формировании данной мозаики играют разрывные нарушения сдвигового и взбросо-сдвигового типа, ориентированные диагонально по отношению к субширотному компрессионному структурному плану.

1. Казьмин В.Г., Левченко О.В. Современные деформации Индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 159–175.
2. Левченко О.В. Центральная котловина (геофизические поля, структура земной коры и внутриплитные деформации) // Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: Наук. думка, 1990. С. 56–69.
3. Левченко О.В., Вержбицкий В.Е. Детальное структурно-тектоническое картирование внутриплитных деформаций в центре Индийского океана // Океанология. 2000. Т. 40, №1. С. 114–124.

Т.В. Леднева¹, А.В. Соловьев¹, И.Р. Кравченко-Бережной²

Позднемеловой магматизм юга Корякского нагорья в свете проблем реконструкции “полярности” Олюторской палеодуги

Островодужная и окраинно-морская природа вулканогенных, вулканогенно-терригенных и терригенных толщ позднемелового возраста в составе перемещенных террейнов Олюторской зоны юга Корякского нагорья подкреплена многочисленными фактами и не вызывает сомнений. В настоящей работе нами предпринята попытка реконструировать для сантон-кампан-маастрихтского времени по фрагментам островодужных и окраинно-морских отложений направление падения палеозоны субдукции под интраокеаническую палеодугу, известную в литературе под названием Олюторской [1] или Ачайваям-Валагинской [8] и существовавшую в это время в пределах Пацифики на 40–50° с.ш. [2].

Геолого-структурное положение. В современной структуре Олюторского региона фрагменты позднемеловых островодужных и окраинно-морских отложений формируют два пояса, которые прослеживаются: а) с северо-востока на юго-запад вдоль Ватыно-Вывенского надвига от бухты Анастасии до Камчатского перешейка (далее Ватыно-Вывенский пояс) и б) в субмеридиональном направлении от бухты Анастасии до Олюторского полуострова (далее – пояс Олюторского хребта).

Островодужные и окраинно-морские толщи находятся в аллохтонном залегании и образуют тектоностратиграфические последовательности чешуйчатого строения. *Нижняя тектоностратиграфическая единица* в обоих поясах представлена окраинно-морскими вулканогенными и терригенными отложениями. *Верхняя тектоностратиграфическая единица* сложена отложениями островной дуги. Однако толщи, характерные для собственно вулканической дуги, т.е. формирование которых происходило в непосредственной близости от центров вулканизма, описаны только на восточных склонах Олюторского хребта и в районе бухты Анастасии в

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

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

области торцового сочленения Ватыно-Вывенского пояса и пояса Олюторского хребта. Для центральной части Ватыно-Вывенского пояса типичны только дистальные фации островной дуги, накопление которых могло происходить за сотни километров от центров вулканической активности.

Проявления магматической активности и их петролого-геохимическая типизация. Окраинно-морские серии обоих поясов представлены преимущественно подушечными лавами афировых и миндалекаменных титан-авгитовых и плагиоклаз-порфировых базальтов, реже силлами и дайками диабазов. По петролого-геохимическим признакам эти вулканиды могут быть классифицированы как: 1) базальты типа N-MORB и 2) базальты, промежуточные между E-MORB и OIB.

Островодужные вулканические комплексы северо-восточного сегмента Ватыно-Вывенского пояса представлены лавами и туфами базальт-андезибазальтового состава, принадлежащими: а) толеитовой, б) умеренно калиевой и высококалиевой известково-щелочной и в) щелочной (шошонитовой) сериям. В центральной части Ватыно-Вывенского пояса к проявлениям островодужного вулканизма были отнесены силлы и дайки базальтов, андезибазальтов, долеритов и диабазов. По петро- и геохимическому составу породы субвулканических тел соответствуют базальтам и андезибазальтам: а) толеитовой, (б) высококалиевой известково-щелочной и в) щелочной (низко- и высокотитанистой шошонитовым) сериям.

Островодужные вулканические образования в пределах Олюторского хребта представлены лавами клинопироксен- и плагиоклаз-клинопироксен-порфировых базальтов и клинопироксен-амфибол- и амфибол-порфировых андезибазальтов, глыбовыми и агломератовыми лавобрекчиями и туфами того же состава. Особенности петро- и геохимического состава вулканитов позволили выделить следующие серии: а) толеитовую и б) известково-щелочную базальт-андезибазальтовую умеренной и высокой калиевости [4].

Анализ закономерностей изменения химизма вулканитов. Реконструкции “полярности” интраокеанических палеодуг затруднены, поскольку: а) вулканиды различных геохимических серий (толеитовой, умеренно и высококалиевой известково-щелочной, шошонитовой), как, например, в случае Олюторского региона, нередко тектонически совмещены; и б) развитие вулканизма в современных дугах не всегда отвечает стандартной схеме эволюции от толеитового к известково-щелочному и шошонитовому. Это не позволяет использовать при изучении сложных покровно-складчатых структур простые петролого-геохимические индикаторы “полярности” дуги, например, такие, как увеличение в породах с равными содержаниями SiO_2 концентраций некогерентных элементов, в частности K_2O и LILE от глубоководного желоба в направлении тыловой части дуги [9–10]. С точки зрения установления “полярности” палеодуги более информативен анализ состава источников расплава.

Вулканиды окраинного моря. Породы, геохимически сходные с базальтами типа N-MORB и промежуточного между E-MORB и OIB состава

обладают рядом характеристик, указывающих на метасоматическое преобразование областей магмагенерации компонентами, источником которых является субдуцирующая плита. В частности, базальты и андезибазальты типа N-MORB обладают повышенными содержаниями всех литофильных и редкоземельных элементов по сравнению с типичными базальтами срединно-океанических хребтов, обогащены легко подвижными во флюиде элементами (HFSE) и показывают отрицательную Nb-аномалию. Для базальтов промежуточного между E-MORB и OIB состава также характерны высокие значения LILE/HFSE отношений и отрицательная Nb-аномалия.

Вулканиды островных дуг. Вулканиды пояса Олюторского хребта и зоны торцового сочленения обнаруживают направленное изменение составов пород от толеитовой к высококальциевой известково-щелочной серии, в то время как вулканиды центральной части Ватыно-Вывенского пояса представлены “конечными членами” островодужных серий – толеитовыми базальтами и андезибазальтами островных дуг и щелочными базальтами, сходными с низко- и высокотитанистыми шошонитами.

Сравнительный анализ распределения петрогенных и редких элементов показывает, что базальты и андезибазальты *толеитовой серии* обоих поясов кристаллизовались из расплавов, генерировавшихся в разных термодинамических условиях и при различных степенях частичного плавления мантийных перидотитов (предположительно, шпинелевых лерцолитов), исходно в сходной мере обогащенных РЗЭ и другими некогерентными при частичном плавлении элементами (например, Ti, Zr, Y). Однако абсолютный уровень накопления последних в изученных вулканитах свидетельствует в пользу того, что на момент магмагенерации источник расплава вулканитов, локализованных в современной структуре области торцового сочленения поясов и в пределах Олюторского хребта, претерпел изменения и был более деплетирован РЗЭ и некогерентными при частичном плавлении компонентами по сравнению с источником расплава вулканитов из центральной части Ватыно-Вывенского пояса.

Известково-щелочные и щелочные вулканиды изученных поясов обнаруживают сходные закономерности изменения их состава. Известково-щелочные базальты и андезибазальты Олюторского хребта также более истощены РЗЭ, Nb, Y и Zr по сравнению с щелочными базальтами Ватыно-Вывенского пояса. Кроме того, породы известково-щелочной серии по сравнению с щелочными базальтами характеризуются существенно более высоким уровнем накопления элементов (таких как Sr и Ba), источником которых могла быть только субдуцирующая плита.

Геодинамические следствия. В литературе рассматриваются две альтернативные модели направления падения позднемеловой зоны субдукции под Олюторскую палеодугу: 1) к северо-западу в направлении от океана к континенту [1, 3, 5] и 2) к юго-востоку в направлении от континента к океану [2, 6–7], и, следовательно, два варианта мелового движе-

ния Олюторской островной дуги. Анализ закономерностей изменения химизма (степени истощенности/обогащенности источника) собственно островодужных вулканитов позволяет предполагать, что вулканиты Олюторского хребта и зоны торцового сочленения поясов формировались во фронте дуги, а вулканиты центральной части Ватыно-Вывенкского пояса – в ее тыловой области, т.е. подтверждают правомерность первой гипотезы.

Структурные соотношения свидетельствуют в пользу формирования позднемеловых отложений Ватыно-Вывенкского пояса западнее разновозрастных с ними отложений Олюторского хребта. Особенности химизма окраинно-морских вулканитов, слагающих структуру Ватыно-Вывенкского пояса, говорят о существенном влиянии на состав источника расплавов зоны субдукции, т.е. об их формировании в области надсубдукционного мантийного клина. В позднемеловое время единственной дугой, сопряженной с данным окраинно-морским бассейном, могла быть только Олюторская дуга, располагавшаяся к юго-востоку от него. Это позволяет предполагать, что зона субдукции была направлена к северо-западу, в направлении от океана к континенту, что типично для большинства современных интраокеанических островных дуг.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64525).

Литература

1. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000. / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Научный мир, 2000. 193 с.
2. Коваленко В.Д. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция северо-западного складчатого обрамления Командорской котловины (Берингово море) // Геотектоника. 2000. № 3. С. 58–71.
3. Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
4. Леднева Г.В., Соловьев А.В. Геологическое строение и тектоническая эволюция центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геология и разведка. 1999. № 3. С. 12–22.
5. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука. 1992. 182 с.
6. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 92–105.
7. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
8. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваим-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
9. Dickinson W.R. Potassium-depth ($K-h$) relations in continental margins and intraoceanic magmatic arcs // *Geology*. 1975. V. 3. P. 53–56.
10. Ryan J.G., Marris J., Tera F., Leepman W.P., Tsvetkov A.A. Cross-arc geochemical variations in the Kuril Arc as a function of slab depth // *Science*. 1995. V. 270. P. 625–627.

Внутриплитные (интрабассейновые) коллизионные швы неогена и самоблокирующаяся субдукция

В пределах многих покровно-складчатых областей известны протяженные зоны концентрированных деформаций, так называемые офиолитовые швы, которые отражают процессы *межплитной* (континент–океан, континент–континент) коллизии. Плитные пространства, как океанические, так и континентальные считаются относительно пассивными в тектоническом смысле объемами литосферы. Однако наряду с «офиолитовыми» коллизионными швами, своеобразным тектоническим элементом складчатых и платформенных областей неогена являются линейные шовные зоны, расположенные во *внутриплитных* частях континентальной и океанической литосферы, – внутриплитные (или интрабассейновые) коллизионные швы (ВКШ).

Природа этих зон трактуется неоднозначно: они описаны как межзональные разломы, зоны смятия, линеаменты и пр. и пр. В то же время, их изучение имеет большое значение для познания закономерностей и механизмов развития внутриплитной литосферы, так как они отражают, как мы увидим, существование тектонических режимов более высокого ранга и более универсальных, чем принимаемые обычно режимы формирования складчато-покровных и платформенных областей. Данные по различным районам Альпийского пояса (Кавказ, Французские Альпы, Эр-Риф, Карпаты) и Южному Тянь-Шаню позволяют достаточно полно реконструировать их структуру, геологическую эволюцию и механизм формирования.

ВКШ обладают характерным набором признаков; главные из них: небольшая (0–25 км) ширина и значительная (сотни километров) протяженность; ограничения в виде крупных сдвигов и надвигов; четкая форма в плане и «тектоническое сшивание» бортов; интенсивная хрупкопластическая деформация пород и их субвертикальное залегание; отсутствие магматизма, пород офиолитовой ассоциации и высокобарических метаморфитов. Но, несмотря на морфологическое сходство этих структур, их тектонический план и исходные палеоморфоструктурные обстановки различны. Выделено три типа ВКШ (рис. 1).

1 тип ВКШ образуется на границах глубоководных впадин и ограничивающих их поднятий (платформ, микроконтинентов). Швы этого типа имеют моновергентное строение с наклоном всех структурных элементов в соответствии с положением первичного палеосклона. Их формирование сопровождается накоплением тектоно-гравитационных микститов. Примерами ВКШ этого типа могут служить зона главного

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

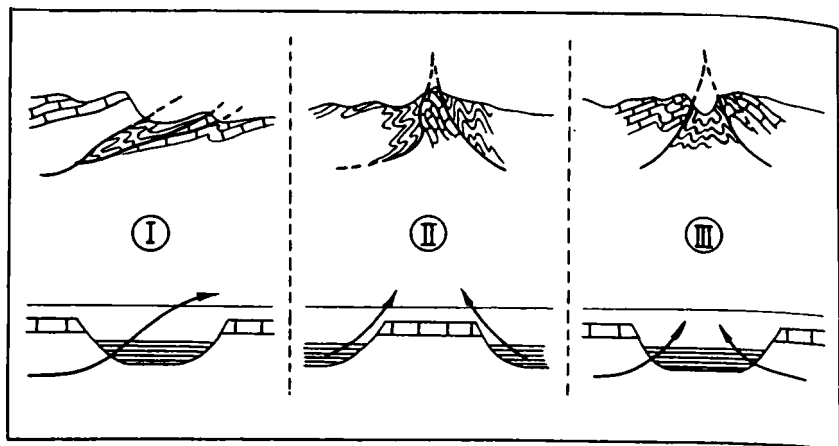


Рис. 1. Три типа внутрибассейновых (внутриплитных) коллизионных швов
Пояснение см. в тексте

надвига южного склона Большого Кавказа и зона Динь-Барле в Субальпийских цепях Французских Альп.

2 тип ВКШ формируется на месте (из) бассейнов седиментации, ограниченных с двух сторон положительными морфоструктурами. Их строение отличает система встречных надвигов, между которыми зажаты сложнодислоцированные отложения прогиба, образующие обычную веерообразную синклинали с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. Породы, слагающие положительные морфоструктуры, надвинуты на отложения бассейна, задавливая его с двух сторон и образуя структуры тектонического сшивания. На поздних этапах образуются мелководноморские и континентальные остаточные молассовые бассейны. Примеры этой разновидности ВКШ: Каракуль-Зиддинская и Зеравшанская зоны Южного Тянь-Шаня.

3 тип ВКШ возникает на месте (из) относительных поднятий (типа карбонатных платформ), разделяющих относительно глубоководные участки морского бассейна. Этот тип характеризуется практически вертикальным залеганием пластов и всех структурных элементов, а также сильно сжатой дивергентной структурой с запрокидыванием пород в стороны от шва. Характерны: псевдодиапировые структуры; интенсивный будинаж; олиостромы; структуры продольного пластического течения, свидетельствующее о латеральном (вдоль шва) перемещении вещества на поздних этапах становления коллизионного шва; проявление дислокационного метаморфизма. К данному типу могут быть отнесены Нуратау-Курганакская зона Южного Тянь-Шаня, зона Дорсалья и Предрифские гряды в Северной Африке. Но в ряде случаев коллизионный шов формируется из нескольких разноплановых морфо-структурных

элементов. Так, например, коллизионная структура Пьенинского утесового пояса Карпат образовалась на месте двух поднятий типа карбонатных платформ и разделяющего их относительно глубоководного прогиба. В результате коллизионный шов несет в своем внутреннем строении признаки сутур и второго, и третьего типов.

ВКШ возникают на месте крупных, протяженных и долгоживущих внутримитных морфоструктур. Их строение и соотношение с окружающими образованиями свидетельствует, что они сформированы в результате поперечного сокращения пространства, которое может достигать многих сотен километров. По линии швов приведены в соприкосновение отложения различных бассейнов седиментации и разные морфоструктурные элементы палеоокеанических или континентальных плит. При этом в коллизионных швах тектонически перерабатываются, а иногда и полностью исчезают отложения обширных палеоструктур и палеобассейнов. В последнем случае их удастся реконструировать лишь по набору пород в обломочной составляющей микститовых комплексов.

Общая направленность тектонической эволюции ВКШ в принципе одинакова для бассейнов, расположенных как на океанической, так и на континентальной коре. Но наиболее отчетливо она реконструируется на примере палеоокеанических структур (рис. 2). Заложение ВКШ связано со сменой режима растяжения (спрединга) на режим сжатия, что фиксируется по изменению состава отложений и тектонической структуре. В результате проявления механизма изгибной неустойчивости реологически стратифицированной литосферы [2], который начинает действовать в условиях напряжений общего сжатия, в пределах палеоплит возникает латеральное перераспределение горных масс: образуются зоны оттока вещества и зоны его нагнетания. Первым соответствуют области относительного прогибания, вторым — области поднятия. Происходит отслоение осадочной оболочки от корового слоя и образование дисгармоничной структуры.

Дальнейшее сокращение пространства и латеральное движение литосферы вызывает коробление корового слоя и прогрессивное развитие возникших ранее морфоструктур. Сокращение пространства компенсируется скучиванием и формированием зон внутримитной коллизии. Коллизия сопровождается как нагнетанием материала вверх и формированием рельефа, так и его нисходящими движениями с «всасыванием» горных масс вниз и образованием «корней». Реологически податливые серпентинизированные породы подвержены пластическому перераспределению; в хрупкоупругих горизонтах габбро-базальтов возникают разрывы и тектонические чешуи, которые образуют мозаику наслаивающихся друг на друга пластин. В краевых зонах будущих ВКШ происходит погружение коры во встречном направлении, раздув пластичного слоя и схождение на глубине погружающихся пластин габбро-базальтового слоя. Формируется «замковая» структура, препятствующая проникновению пород нижних уровней коры в приповерхностные гори-

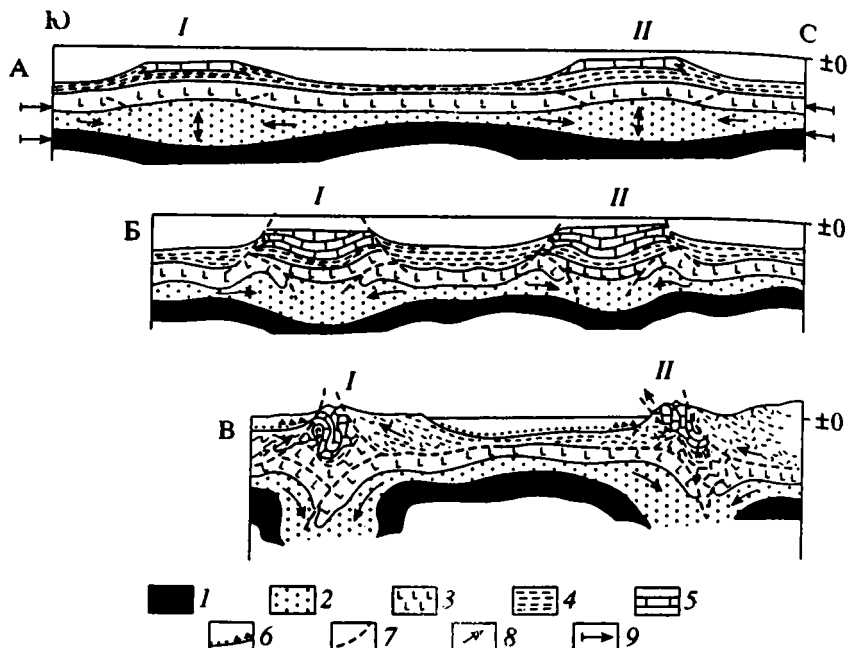


Рис. 2. Схема образования внутриплитных коллизионных швов и зон самоблокирующей субдукции (selfclosing subduction) в пределах Южного Тянь-Шаня

1 – литосфера; 2 – пластичный серпентинизированный слой; 3 – упруго-хрупкий габбро-базальтовый слой; 4, 5 – отложения: 4 – прогнутых участков палеоокеанической плиты и относительно глубоководных бассейнов, 5 – отложения относительных поднятий (карбонатных отмелей и платформ); 6 – отложения остаточных флишевых прогибов с телами тектоногравитационных и гравитационных микститов; 7 – разрывы и зоны дисгармоничных срывов; 8 – направление перемещения материала; 9 – ориентация напряжений общего сжатия

Профили: А – для середины силура – начала девона; Б – для среднего девона – раннего карбона; В – для среднего-позднего карбона

Римские цифры: I – Зеравшанская зона; II – Нуратау-Курганакская зона

зонты, что объясняет отсутствие в этих зонах пород офиолитовой ассоциации и высокобарических метаморфитов. Проникновению глубинных пород в верхние горизонты коры препятствует и тектоническое скучивание отложений чехла.

Возникновение на поверхности мощной линзы осадков и погружение относительно охлажденных масс габбро-базальтового слоя объясняют отсутствие магматических проявлений в зонах внутриплитной замковой (самоблокирующей) субдукции. К тому же, механизм заложения ВКШ не связан с распределением в литосфере зон повышенной проницаемости, мантийных плюмов или горячих точек. Таковым представляется в настоящее время механизм формирования ВКШ и соответствующих им зон *самоблокирующей субдукции* (selfclosing subduction). Возможно, термин «субдукция» не совсем применим к описанному яв-

лению в целом, так как ВКШ формируются не только на океанических плитах, но и на территории платформенной литосферы. Правильнее говорить о зонах *внутриплитной коллизии*, но, как бы там ни было, выявление этой категории структур показывает: плитные пространства (и океанические, и континентальные) не являются тектонически пассивными. В их пределах существуют сложные и длительно развивающиеся структурно-тектонические ансамбли, отражающие активную внутриплитную геодинамику земной коры.

Рассмотренные типы ВКШ характеризуют геодинамику развития относительно монолитной коры или литосферы, т.е. приводят к фрагментации первично «единой» плиты, определяя ее внутреннюю делимость. Делимость эта возникает только на определенном этапе развития плиты: в момент смены режима растяжения на режим общего сжатия, и с этого момента она (делимость) становится важным фактором, контролирующим причинно-временные и пространственные закономерности проявления структурообразующих процессов.

Но существуют структуры более крупного – межконтинентального – порядка, такие, например, как Урал или Южный Тянь-Шань на мезозойско-кайнозойском отрезке их истории. В это время они вошли в состав единой Евразийской континентальной плиты, которая была «спяна» из древней Восточно-Европейской платформы, эпипалеозойской Западно-Сибирской платформы и палеозойских покровно-складчатых систем, приращенных в конце палеозоя к южному краю этих платформ.

Тем не менее, и Урал и Тянь-Шань, по-видимому, не претерпели окончательной консолидации и представляли собой относительно ослабленные зоны. В результате молодых движений они – о Тянь-Шане, по крайней мере, можно говорить с полным основанием – были превращены в коллизионные орогены. Как показано в [1], формирование современного орогена Южного Тянь-Шаня, так же, как и в случае описанных выше ВКШ, во многом связано с развитием механизма изгибной неустойчивости реологически стратифицированной литосферы и с пластическим перераспределением горных масс на разных глубинных уровнях коры и тектоносферы в целом.

Однако в данном случае, кроме необходимого для действия механизма изгибной неустойчивости напряженного состояния сжатия, ведущее значение имела активизация подлитосферной мантии, ее разогрев и разуплотнение. Из чего можно сделать вывод, что ранг структур (который определяется их размером, протяженностью и положением в общей структуре земной коры) причинно связан с глубиной положения импульса структурообразующих процессов. Южный Тянь-Шань, являясь на современном этапе коллизионным швом первого порядка, обладает и своей собственной внутренней продольной делимостью, определяемый наличием ВКШ более высоких порядков; о механизме их образования мы говорили выше.

Таким образом, существование внутриплитных коллизионных швов

связано с механизмом, действие которого зависит только от реологических свойств литосферы и который проявляется в различных геодинамических обстановках как в пределах древних и современных океанических пространств, так и в зонах с континентальным типом коры. Этот факт приводит к выводу, что существуют процессы более высокого ранга, чем принимаемые обычно механизмы структурообразования покровно-складчатого или платформенного режимов развития. Такие процессы связаны с объемной подвижностью и типом напряженного состояния реологически расслоенной литосферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-65366).

Литература

1. Леонов М.Г. Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53.
2. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

М.Г.Леонов¹

О природе верхней границы консолидированной коры

Представление о консолидированной земной коре (в дальнейшем – КЗК) как о самостоятельной геологической оболочке восходит к работам Э.Аргана, который называл породы фундамента «отвердевшими». Ж.Гогель подчеркнул относительную независимость развития кристаллической части земной коры, используя понятия «тектоника чехла» и «тектоника фундамента». Г.Штилле определил КЗК как утратившие способность к альпинотипному преобразованию объемы литосферы, акцентируя внимание на одном из главных свойств консолидированной коры – невозможности проявления в ней масштабной эпидермальной тектоники. Бытует множество мнений о сущности понятия «КЗК» [4], но, при всем различии, они содержат нечто общее, и КЗК понимается как оболочка, имеющая подошву и кровлю, претерпевшая (частично или полностью) складчатость, метаморфизм и гранитизацию, с вещественным составом, строением и физическими параметрами, отличными от перекрывающих (плитный чехол) и подстилающих (породы верхней мантии) образований литосферы. Главными свойствами КЗК при этом можно считать: а) присутствие гранитно-метаморфического слоя; б) наличие характерных структурно-реологических свойств, отражающих способность пород к объемному тектоническому течению в твердом состоянии или к реидной деформации.

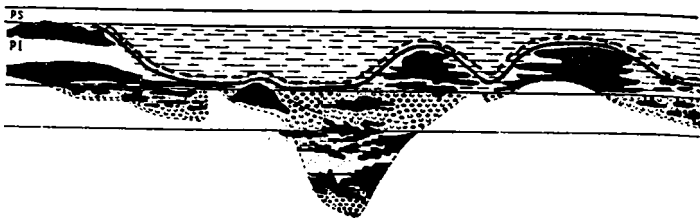
¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

Тем не менее, проблема КЗК содержит много неясностей и противоречий, касающихся как содержания понятия, так и конкретных геологических интерпретаций. В частности, споры вызывает вопрос о принципах выделения и природе верхней границы КЗК, а вопрос этот существен, так как раздел «фундамент/чехол» – это один из главных – имеющих глобальное значение – разделов литосферы, который наиболее четко отражает временную смену геодинамических режимов ее развития (например, складчатая область $\Rightarrow$ платформа). Решение этого вопроса осложнено несколькими обстоятельствами, и прежде всего: а) двойственностью критериев определения границ консолидированной коры и отсюда – неопределенностью ее вычленения в разрезе литосферы; б) сложностью геологических взаимоотношений фундамента и чехла, которые со временем (и от места к месту) могут менять свой геологический смысл; в) изменением положения этого раздела в разрезе земной коры в процессе ее эволюции.

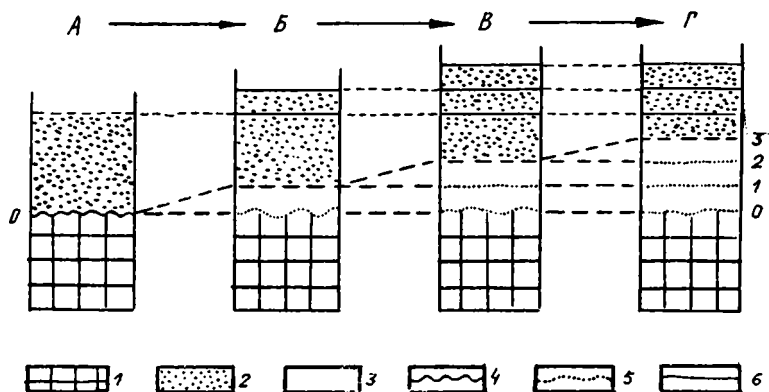
Выделение КЗК и проведение ее границ основано [4] на различных принципах: «формационном», использующим историко-геологические критерии; «структурно-магматическом», основанном на выделении этапов тектономагматической перестройки; «физическом», базой которого являются данные о физических параметрах пород и, прежде всего, данные об особенностях прохождения сейсмических волн. Каждый из подходов отражает приоритетные для конкретной задачи (!) характеристики строения и/или эволюции земной коры, но ни один из них не является универсальным. Применение различных подходов может привести к сходным результатам, но зачастую итоги исследований сильно различаются.

Так, согласно геофизическим критериям, КЗК – это оболочка, заключенная между опорными преломляющими границам первого рода, которые по данным геофизиков, прослеживаются практически повсеместно в коре океанов и континентов. Нижняя граница соответствует поверхности М; верхняя – подошве плитного чехла, а там, где чехол отсутствует, – нижней поверхности гидросферы или атмосферы. Опираясь на эти данные, в литосфере и континентов, и океанов можно выделить «слой» с относительно сходными физическими параметрами. Но структурно-вещественное и историко-геологическое наполнение этого «геофизического слоя» в океанах и на континентах столь различно (вспомним «гранитный» слой континентальной коры, различное содержание химических элементов и т.п.), что рассматривать его в качестве единой геологической оболочки вряд ли правомерно. Но если придерживаться взгляда о существовании океанической КЗК (чего, на мой взгляд, делать не следует!), то нужно различать (вслед за Г.Штилле) сиалическую (зрелую, истинную – М.Л.) консолидированную кору и симатическую (незрелую, псевдоконсолидированную – М.Л.) кору, которые имеют совершенно разные состав, структуру, механизм и историю формирования.

Верхняя граница КЗК, определяемая по скоростным свойствам пород, не всегда соответствует историко-геологической смене породных комплексов; между фундаментом и чехлом часто фиксируются тела с «про-



	Тип 1	Тип 2	Тип 3	Тип 4	Тип 5
Зона отсутствия метаморфизма					
Зона верхних сланцев					
Зона нижних сланцев					
Зона верхних гнейсов					
Зона нижних гнейсов					
Зона ультраметаморфизма					



Вертикальная миграция петроструктурно-реологического («физического») раздела «фундамент/чехол» по разрезу земной коры

Вверху – Пиренеи [6]; в середине – Центральный Французский массив [7]; внизу – принципиальная схема перемещения границы «фундамент/чехол» вверх по разрезу земной коры: 1 – «исходная» КЗК; 2 – осадочно-вулканогенный чехол; 3 – «новые» объемы КЗК; 4, 5 – поверхности раздела фундамент-чехол: 4 – «первичного», 5 – «промежуточных»; 6 – поверхности напластования

межуточными» скоростными характеристиками, что привело А.Е.Шлезингера к выделению «промежуточного» слоя - складчатого («технического») фундамента. Геология этих «промежуточных» комплексов исследована недостаточно: сведения по этим вопросам фрагментарны, разбросаны по различным публикациям и не стали предметом специального ана-

лиза. Данные по геологии подвижных зон неогей (Пиренеи, Центральный Французский массив, Вогезы, горы Монтань-Нуар, Камачатка, Тянь-Шань) дают возможность наметить закономерности структурно-вещественной эволюции горных масс, имеющие принципиальное значение для рассматриваемого круга проблем и позволяющие говорить о факторах, которые, с одной стороны, определяют природу «промежуточных» комплексов и раздела «КЗК–чехол», а с другой – затрудняют его идентификацию в разрезе земной коры. Выделим среди них главные:

(1) *Вертикальная миграция петрофизического раздела «фундамент–чехол» за счет развития фронта гранитизации (сиализации).* Явление это широко распространено и описано на Карельском массиве, в Забайкалье и, в частности, в Осовой зоне Пиренеев, где метаморфические и метасоматические процессы, связанные с гранитизацией и кратонизацией, захватывают осадочные серии от верхнего докембрия до девона [6]. Несмотря на наличие срыва вдоль подошвы силурийских сланцев, миграция фронта гранитизации и смещение по разрезу физической (петроструктурно-реологической) границы четко устанавливается. В результате первичный раздел «фундамент–чехол» затушевывается и более «молодой» раздел возникает на более высоком уровне коры.

(2) *Латеральная неоднородность корового слоя как результат неравномерности проявления метаморфизма и метасоматоза.* Это явление создает значительные трудности при восстановлении последовательности геологических событий, а также при определении положения и возраста границы «фундамент–чехол». Применение метода «зонографии», сущность которого заключается в раздельном картировании метаморфических и метасоматических серий с последующей их корреляцией, позволило [7] выявить на Центральном Французском массиве, в горах Монтань-Нуар и в Вогезах миграцию в пространстве фронта гранитизации и секущее по отношению к напластованию положение верхней границы «гранитного» слоя. Недоучет этого явления может привести к неправильному пониманию пространственных соотношений фундамента и чехла и к ошибочным представлениям о времени образования раздела между ними.

(3) *Вертикальная миграция раздела «фундамент–чехол» за счет структурно-вещественных преобразований.* Осадочные и магматические породы являются податливыми к воздействию процессов, вызывающих их структурно-вещественную перестройку, которая сопровождается метаморфизмом и гранитизацией (сиализацией) в условиях проявления «сквозной кинематики при высоких дифференциальных напряжениях» [1] и реидной деформации. В результате, как это можно наблюдать в зонах сдвигового течения на Камчатке, Тянь-Шане и в Карелии, возникают новые объемы метаморфизованных, сиализированных и гранитизированных пород, формирование которых связано как с общим «раскислением» пород фундамента, так и со структурно-метаморфическими преобразованиями чехольного комплекса.

Сущность процесса гранитизации (сиализации) сводится [2, 3] к дебазификации исходного вещества, к обогащению пород гранитофильными

элементами и, в конечном итоге, к появлению массивных гранитов. В результате происходит гомогенизация петроструктурно-реологических параметров фундамента и чехла, затушевывание их первичных взаимоотношений и смещение вверх по разрезу земной коры «физической» границы «фундамент/чехол». Приуроченность этих явлений к границам пород с разными физическими свойствами и к внутренне неоднородным толщам (типа конгломератов, как это описано для Тянь-Шаня и Камчатки) не случайна: реологическая контрастность способствует концентрации и последующей релаксации напряжений сдвига с проявлением процессов метаморфизма, Si-K -метасоматоза и гранитизации. Отсюда следует, что раздел «фундамент/чехол» – это тот аттрактор, который сам по себе предопределяет возможность периодической возобновляемости процесса создания новых объемов консолидированного слоя и дискретно-периодического «перескока» его верхней границы на более высокий гипсометрический уровень. Данные выводы подтверждены в: [5], где описан процесс метаморфогенной инфильтрации газово-водных флюидов, стимулирующий дискретную возобновляемость процесса «континентализации» и кратонизации коры в пограничной области «фундамент–чехол».

Оформление «новорождённых» объемов КЗК приводит к нарушению естественной последовательности событий: сначала фундамент – потом чехол. Возможны иные соотношения: КЗК 1-ой генерации → чехол → КЗК 2-ой генерации (возникшей за счет переработки пород чехла) и т.д. – процесс может периодически возобновляться. В результате возникает «псевдослоистая» структура земной коры с «поверхностями-фантомами», которые отражают не столько структурно-вещественные различия, сколько временные границы внутри корового слоя. Возможно, именно эти границы частично находят отражение (и в прямом и в переносном смысле) в слоистой структуре сейсмических разрезов верхней коры.

Заканчивая, отмечу природно-обусловленный дуализм того явления, которое мы называем «КЗК». С петроструктурно-реологических позиций – это геологическое тело, имеющее на каждый конкретный момент времени определенные физические параметры. С позиций историко-геологических, понятие «КЗК» весьма условно: ее состав, структура и объем со временем меняются, как меняет свое положение в разрезе и ее верхняя граница. При этом новообразованный за счет чехла коровый слой не может быть отнесен ни к фундаменту (мешают геонисторические условия его формирования), ни к чехлу (он имеет реологические свойства фундамента), что дает основание рассматривать его как самостоятельный комплекс, связанный с обособленной группой геологических процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-65366).

Литература

1. Вопросы геохронологии и геологии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 212–237.
2. Кейльман Г.А., Паняк С.Г. Проблемы геологии «гранитного слоя» // Геотектоника. 1979. № 2. С. 69–79.

3. Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
4. Тектоника континентов и океанов. Хабаровск: Хабар. кн. изд-во, 1976. 757 с.
5. Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 200 с.
6. Guitard G. La Structure du Massif du Canigou, Aperçu sur la métamorphisme régional dans la zone axiale des Pyrénées orientales // Bull. Soc. Géol. France. 1959. № 6 (3). P. 907–924.
7. Jung J., Roques M. Introduction a l'étude zoneographique des formations crystallophylliennes // Bull. Serv. Carte Géol. France. 1952. V. 235. P. 1–62.

В.В.Лепешко¹, О.В.Белоус¹

Рельеф кровли акустического фундамента в структурах Охотского, Японского морей

При изучении геодинамики переходных зон типа океан – континент обычны проблемы с отслеживанием выявленного спектра структурных связей от материка к морю или от моря к матерiku. Одной из причин таких проблем является маскирующий эффект рыхлого осадочного чехла. Компенсировать его можно, анализируя строение кровли акустического фундамента.

В данной работе приводятся некоторые обобщения по проведенному авторами анализу кинематических связей морфоструктур акустического фундамента Охотского и Японского морей.

Термины и сокращения. Акустический фундамент (АФ) – интервал земной коры, находящийся между границей Мохоровичича и подошвой рыхлого осадочного чехла, определяемый сейсмоакустическими методами. Рельеф кровли АФ определяется по сейсмоакустическим данным: абсолютная отметка любой его точки вычисляется как сумма значений мощностей рыхлого осадочного чехла и глубины моря [7].

Поле деформаций – модель деформаций объекта, распределение которых отображается векторами или изолиниями поля.

Парагенез структур (парагенез, структурный парагенез) – распределение структур и/или их элементов, обусловленное известной или предполагаемой причиной.

Структурный рисунок – изображение объекта на карте или схеме, рассматриваемое в структурном контексте.

Методика работ. Тектонические деформации поверхности земной коры изучались по структурным рисункам акустического фундамента, дна и обрамляющей суши. По ним выявлялись и группировались парагенезы структур и поля деформаций земной поверхности, которые потом подвергались кинематическому анализу. Эти методы изучения деформаций известны в геотектонике.[1–3, 6].

Морфокинематическими признаками деформаций морфоструктур

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.

служили их характерные формы, пропорции, ориентировки и взаимоотношения элементов – впадин и их цепочных сочетаний.

Анализировались: карта рельефа кровли акустического фундамента Охотского моря [7], геологическая карта дна Японского моря [1984], батиметрические и топографические карты.

Масштаб работ 1: 2 500 000.

Морфокинематические особенности рельефа кровли АФ. Рельеф кровли АФ имеет сложное строение, отражающее локальное разнообразие и региональную упорядоченность деформаций земной поверхности.

Региональная упорядоченность проявлена в сочетании форм и размещении крупнейших морфоструктур АФ, которые напоминают подводные нагорья, разделенные широкими прогибами. В Охотском море такое «нагорье» занимает почти 70% площади, простираясь от Сахалина до Камчатки и от Камчатки до Магадана. Оно включает в себя почти все известные в Охотском море возвышенности и плато, кроме Хоккайдо–Сахалинской складчатой области (ХССО, в терминах О.А. Мельникова [4]). В Японском море подобные морфоструктуры АФ образованы тремя группами возвышенностей: Западной (включает поднятия Восточно-Корейское и Криштофовича), Центральной (Ямато, Кита Оки, Оки) и Восточной (включает возвышенности, примыкающие к Хоккайдо).

Система крупных прогибов и впадин соотносится с перечисленными структурами как более тонкие и подвижные участки земной коры, разделяющие возвышенности. Это раздвиги, которые разнонаправленно деформировались, осложнялись прогибами и поднятиями, но в какой-то своей части продолжали развиваться.

Парагенезы крупных морфоструктур АФ отражают деформации, развивавшиеся под действием общего движения масс земной коры на юго-восток, со стороны материка, и геологически одновременного движения на север со стороны океана. При этом скорости и очередность указанных движений менялись на различных участках, что видно по характерным соотношениям структурных парагенезов АФ и рельефа суши. Так, поднятие ХССО представляет собой всбросо-сдвиговую динамическую систему, вдоль которой территория Охотского моря смещалась на север. Но одновременно ХССО плющилось и смещалось на восток движением от материка. В этом же направлении выдвинуто на поднятие Сихотэ-Алиня и Нижнее Приамурье. По структуре АФ на пересечении Южно-Охотской впадины поднятием ХССО видно, что эта впадина соединялась с Центральной котловиной Японского моря, но на данном участке была сильно сжата и приподнята. В результате АФ имеет здесь характерный ячеистый рельеф, образованный пересечением узких взбросо-сдвиговых горстов меридионального простирания и уступов широтного простирания. Глубины небольших ячееподобных впадин достигают 8 км при высоте склонов 7 км.

Расположение крупных структур АФ связано с обрамляющими поднятиями как результат движения в восточном–юго-восточном и в север-

ном направлениях. Формы, ориентировки и распределение мелких морфоструктур отражают распространение рассредоточенных тектонических напряжений и зоны концентраций напряжений. Механические парагенезы таких структур формировались при влиянии локальных неоднородностей строения земной поверхности на распространение деформаций. Их структурные рисунки отличаются индивидуальностью и, в то же время, имеют признаки сходства, «подчиненности» наиболее стабильным и интенсивным тенденциям распространения деформаций в регионе.

Выводы.

1. Рельеф кровли акустического фундамента имеет кинематически связанное строение.

2. Строение рельефа акустического фундамента и складчатого обрамления показывает, что общее лево-сдвиговое растяжение земной коры региона на северо-восток сопровождается «притоком» ее с запада – северо-запада, со стороны материка, и с юга, со стороны океана.

Литература

1. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207с.
2. Вознесенский В.Д., Балашов А.Н., Горлов Н.В. и др. Изучение тектонических структур // Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1: 50 000. Вып 16. Л.: Недра, 1984. 287с.
3. Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972. Т. 5. С 15–23.
4. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.
5. Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145–197 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 340).
6. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
7. Сваричевский А.С. Рельеф кровли акустического фундамента в Охотском море // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. 122 с.

О.Г. Линькова¹, В.Н. Шолпо²

Количественные оценки этапов развития Средиземноморского подвижного пояса с помощью ГИС-технологий

В структуре Средиземноморского подвижного пояса (СПП) – на пространстве от Атлантики до Памира - были установлены определенные закономерности, свойственные его современной структуре. Существо их состоит в том, что общая линейно-петельчатая структура под-

¹ Геофизическая служба (ГС) РАН, Обнинск, Россия.

² Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия.

вижного пояса подчиняется вполне определенной ритмичности, выраженной в равномерном чередовании участков расширения и сужения с шагом около 3000 км. Кроме того, существует подобие и соразмерность в общей конфигурации и внутренней структуре таких активных тектонических областей, как складчато-покровные поднятия и внутренние изометричные межгорные впадины («овалы проседания»). С общей конфигурацией СПП оказывается определенным образом связано распределение интенсивности эндогенных процессов – в расширениях подвижного пояса она существенно выше, чем в участках сужения.

Для разработки адекватной геодинамической модели, отражающей условия образования наблюдаемой структуры, необходимо проанализировать тектоническое развитие региона. Одной из главных задач такого анализа должно быть решение вопроса – насколько наблюдаемые закономерности структуры СПП предопределены предшествующей эволюцией. С этой целью были составлены палеотектонические реконструкции СПП для различных этапов мезозойско-кайнозойской истории его развития. Интервалы времени, на которые подразделена геологическая история региона, неравномерны, так как стадии или этапы развития выделялись, исходя из принципа сохранения относительной устойчивости тектонических условий в течение всего отрезка времени на всей площади подвижного пояса. Таким образом, выделены семь этапов развития СПП: два из них – пермь и триас – отражают переходную стадию герцинского тектономагматического цикла к альпийскому; ранняя и средняя юра; поздняя юра – ранний мел; поздний мел – средний палеоген; поздний палеоген – ранний неоген; неоген.

Качественная оценка последовательных стадий развития СПП позволяет сделать некоторые предварительные выводы о закономерностях развития тектонических движений во времени. С течением времени нарастают их дифференцированность и контрастность. На всем протяжении альпийского цикла развития западная половина Средиземноморья испытывает более интенсивные движения нежели восточная, а во время этапов повышения общей тектонической активности (ранняя–средняя юра, поздний мел – ранний палеоген) отчетливо проявляется разделение СПП на сегменты, в то время как на этапах относительного успокоения тренд снижения дифференцированности движений с запада на восток подавляет разделение пояса на сегменты.

Однако эти качественные визуальные оценки оказываются не слишком убедительными. Для изучения и единого описания глобальных и региональных изменений СПП были использованы возможности географических информационных систем (ГИС) и ГИС-технологии. ГИС – это система, состоящая из трех необходимых компонентов: пространственных данных, аппаратно-программных инструментов и проблемы как объекта решения.

С помощью ГИС была решена проблема объединения и упорядочения разнообразной пространственной геологической и тектонической

информации, разного типа, разного масштаба и разного качества. ГИС-технологии обеспечили ввод, получение и преобразование данных, хранение и поиск, манипулирование, обработку и анализ, отображение (визуализацию) информации, включая моделирование и представление.

В качестве базовых средств использовались программные продукты GeoDraw (Центр геоинформационных исследований института географии РАН) – как средство оцифровки; PC ARC/INFO (компания ESRI) – как базовое инструментальное средство создания цифровых карт и ArcView 3.1 – в качестве конечной среды пользователя; Microsoft Excel 97 (компания Microsoft Corporation) – для статистической обработки и представления информации в виде графиков и диаграмм.

В процессе работы были оцифрованы семь палеотектонических карт Средиземноморского подвижного пояса, карта активных разломов неоген-четвертичного этапа, карта теплового потока, карта сейсмичности и др. Исходный материал включал в себя традиционное картографическое изображение с нанесенной на нем сеткой географических координат неизвестной проекции. В результате оцифровки палеотектонические данные были представлены в виде набора векторных слоев. Затем в пакете ARC/INFO была проведена идентификация точечных, линейных и полигональных (площадных) пространственных объектов, привязка атрибутов к конкретным объектам и связь их с базой атрибутивных данных, необходимые проверки, редактирование и перевод карт в географические координаты.

Вся дальнейшая обработка данных производилась в среде ArcView GIS 3.1. С помощью пакета ArcView GIS осуществлялась работа с большим числом тематических слоев, были созданы и отредактированы новые слои, использовались оверлейные операции (наложение и выделение пересечений объектов). С помощью макроязыка программирования AVENUE были написаны программы, позволяющие более эффективно и быстро работать с базой данных. База данных организована в векторном формате. Часть информации – системы разломов, геотермическое поле и т.д. – была снята со сканированной растровой модели и привязана к существующей системе географических координат. Затем данные переводились в векторную модель как новые графические объекты или дополняли набор атрибутов существующих векторных объектов.

Таким образом, с помощью ГИС-технологий была создана цифровая векторно-топологическая информационная модель Средиземноморского подвижного пояса, проведен сравнительный качественный и количественный анализ распределения отдельных типов площадей в различных временных категориях и в различных областях пояса с помощью математических методов анализа.

Предлагаемый подход дает возможность:

1. классифицировать объекты по характеру временных изменений: масштабу, контрасту, степени упорядоченности;
2. выявить закономерности протекания процессов формирования

определенных структур, их общих и частных черт, особенностей палео- и современной геодинамики;

3. установить причинно-следственные связи существующих пространственных и временных упорядоченных и хаотических вариаций.

СПП является природной диссипативной системой. Поэтому описание эволюции и поведения СПП во времени является сложной задачей. На палеотектонических реконструкциях наблюдаются характерные структуры определенных природных образований, как различных, так и подобных друг другу. При анализе математической модели СП выделяются устойчивые и хаотические режимы на протяжении всей истории развития СПП и проанализирована степень сложности объектов палеотектонических реконструкций. Моделирование с помощью геометрических представлений служит начальным этапом описания разновременных палеотектонических реконструкций.

В.В.Липатова¹, Т.Ф.Букина², Н.Е.Куантаев³, З.А.Яночкина²

Триасовые бассейны Центральной Евразии: особенности формирования и развития

Современное «лоскутное» распространение триасовых отложений, их приуроченность к грабенообразным депрессиям (Челябинский грабен, грабены Тургайского прогиба, юг Западно-Сибирской плиты) и грабен-синклиналям (Северо-Бузачинское поднятие, кряж Карпинского и др.), а также присутствие в разрезе вулканогенных пород, свидетельствующих об активности проявления магматических процессов в момент их формирования, способствовало возникновению устойчивого стереотипа о син-рифтовой природе триасового комплекса Западно-Сибирской и Скифско-Туранской плит.

Так, в геологической литературе, и особенно зарубежной, до настоящего времени, можно встретить утверждения о существовании в триасовое время на месте современного Горного Мангышлака изолированного бассейна, имеющего рифтогенную природу. Основанием для этого утверждения обычно служат указания на аномально большие мощности триасовых отложений в этом районе. Между тем, как показали наши исследования, мощности триаса в целом и более дробных его подразделений, установленные в Горном Мангышлаке, сопоставимы с таковыми в Прикаспийской впадине, на Устюрте, Северо-Бузачинском своде, кряже Карпинского. Более того, для названных регионов, а также Южного Ман-

¹ Министерство природных ресурсов (МПР) РФ, Москва, Россия.

² НИИ Геологии Саратовского государственного университета (СГУ), Саратов, Россия.

³ Министерство геологии РК, Алма-Аты, Казахстан.

гышлака и Манычского прогиба, отмечаются единые закономерности в распределении мощностей и фаций триасовых отложений. При этом характерно, что границы фациальных зон конформны простиранию изопакит и, в то же время, ортогональны к общему простиранию доюрских складчатых структур Мангышлака, Бузачей и кряжа Карпинского.

1. Согласно выполненным для территории Скифско-Туранской плиты и Прикаспийской впадины палеогеографическим построениям, в триасовый период здесь реконструируется единый эпиконтинентальный бассейн (Палеокаспий), который наследовал контуры предшествующего ему (пермского) окраинноморского бассейна. Для эпиконтинентального триасового бассейна Палеокаспия характерно устойчивое положение его внешних границ. В ходе его эволюции изменяются очертания областей с морским и континентальным типами осадконакопления, а также солевой состав и гидродинамический режим морских водоемов. В оленекский век бассейн Палеокаспия ещё имел прямую связь с океаном Тетис. В его пределах выделяется морской водоем с нормальной соленостью, который охватывает территорию Горного и Южного Мангышлака, южную и юго-западную части Прикаспийской впадины, Восточное Предкавказье. Морской водоем на севере и востоке окаймлялся аккумулятивной равниной, где отлагались красноцветные континентальные толщи.

В среднетриасовую эпоху прекращается связь с океаном Тетис. Шельфовый бассейн Палеокаспия превращается во внутриконтинентальный солоноватоводный водоем и одновременно расширяет свои границы. Изменяется и литологический облик осадков. Если в раннем триасе преобладало терригенное осадконакопление, и только в морских фациях подчиненно отмечаются карбонатные прослои, то в среднем триасе превалирует карбонатная седиментация, и лишь в континентальных условиях происходило накопление терригенных осадков. Примечательно, что в среднетриасовую эпоху на Мангышлаке отмечается высокоинтенсивная гидротермальная деятельность – от высокотемпературной в начале эпохи до низкотемпературной в конце среднего триаса. Эти процессы, вероятно всего, связаны с событиями, проходившими в соседней Гиссаро-Кавказской зоне, которая в это время представляла собой активную континентальную окраину Палеотетиса. Отголосками этих же событий, по-видимому, следует рассматривать появление в разрезе среднего и нижнего триаса Мангышлака и Предкавказья многочисленных прослоев туфов.

В позднетриасовую эпоху морской водоем внутри Палеокаспийского бассейна резко сокращается. Его заливы фиксируются лишь в Горном Мангышлаке и Жазгурлинской депрессии на Южном Мангышлаке. В позднем триасе преобладала терригенная седиментация.

2. Реконструкция обстановки осадконакопления Западно-Сибирской плиты в ранне- и среднетриасовое время, выполненная на основе новых данных по стратиграфическому расчленению этих отложений, также указывает на их формирование в едином обширном осадочном бассейне. Границы этого бассейна простирались до юга и юго-запада плиты, о чем

свидетельствуют находки морской биоты (среднетриасовые стенобионтные остракоды, прослои кокколитовых известняков и многочисленные находки голотуриеподобных микро- и макроорганизмов в оленекских и среднетриасовых отложениях). Область морского осадконакопления располагалась на севере Западной Сибири и на Таймыре. Проникновение морских вод могло быть только с севера, поскольку в Тургайском, прогибе наряду с вулканитами, шло накопление озерно-аллювиальных отложений, о чем свидетельствуют пресноводные пелециподы. В позднетриасовую эпоху морской бассейн резко сокращается и сохраняется лишь на севере, за Уренгойским порогом. На остальной территории Западной Сибири широко развиты процессы корообразования, продукты переотложения которых сохранились в изолированных участках.

О существовании единого триасового бассейна эпиконтинентального типа на территории Западной Сибири свидетельствуют:

а) наличие продуктов разрушения ниже- и среднетриасовых вулканитов в раннетриасовых отложениях, что указывает на существенно более широкое распространение осадочно-вулканогенного комплекса, чем в настоящее время;

в) коррелируемость разрезов нижнего и среднего триаса на большой территории;

б) морской режим осадконакопления в ранне- и среднетриасовую эпохи.

3. На территории Центральной Евразии к концу триаса были сформированы два обширных и мощных (до 4 км) плитных покрова: один – Западно-Сибирский (включая Карскую плиту) и второй – Туранско-Скифско-Прикаспийский. Они разделялись Центрально-Казахстанским сводовым поднятием. На рубеже триаса и юры, с началом распада Пангеи, вся рассматриваемая территория была вовлечена в поднятие и представляла собой область денудации. В современном разрезе мы наблюдаем результат позднетриас-раннеюрского конэрозионного поднятия, который оставил от ранее сплошного чехольного покрова лишь отдельные «огрызки», сохранившиеся в границах менее активно воздымавшихся блоков (в межрамповых пространствах).

Л.И. Лобковский¹, В.Д. Котелкин

Переменяющаяся термоэологитовая конвекция в мантии с учетом фазового перехода на глубине 670 км, сравнение с данными сейсмотомографии

Длительная дискуссия о том, какая форма конвекции развивается в мантии Земли, общемантийная или двухъярусная (с отдельными ячейка-

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

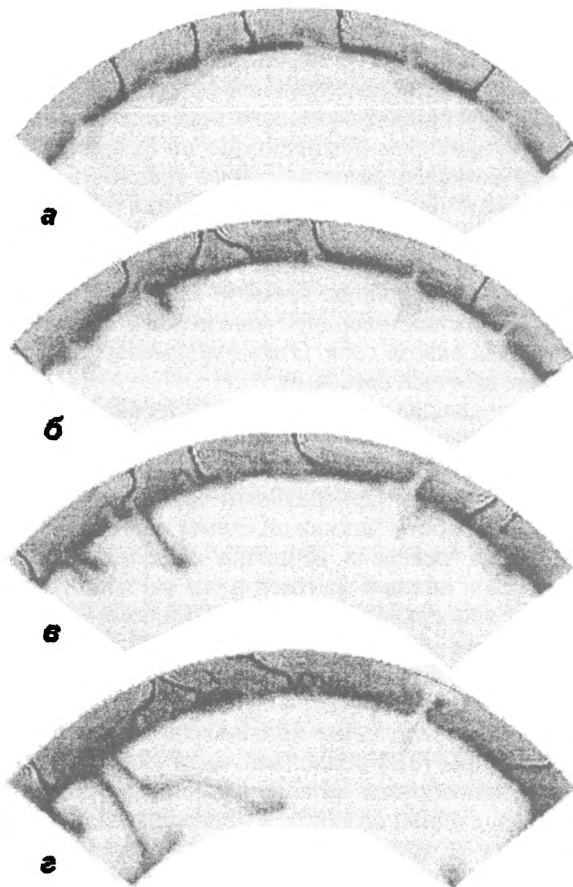
ми в нижней и верхней мантии), завершилась в 90-е годы неожиданным образом. Решающее значение в этой дискуссии сыграли крупные достижения [1] экспериментальной петрологии, сумевшей установить эндотермическую природу фазового перехода шпинель-перовскит с отрицательным градиентом температуры по уравнению Клайперона-Клаузиуса, а также измерить величину этого градиента, $\gamma \sim -4$ МПа/град. Вскоре посредством численного моделирования был получен удивительный результат, изложенный в работе [2], авторы которой открыли для указанного значения γ перемежающийся режим конвекции, при котором фазовая граница в одни периоды времени является барьером для обмена веществом между нижней и верхней мантией, а в другие – допускает проникновение вещества сквозь себя. Этот фундаментальный вывод был подтвержден и развит другими авторами.

Еще дальше пошли японские ученые [3,4], которые, учитывая результаты [1,2] и данные сейсмической томографии, провозгласили создание новой геологической парадигмы, пришедшей на смену тектонике литосферных плит. Центральным механизмом, запускающим и поддерживающим работу “японской схемы машины” Земли, является механизм накопления тяжелого вещества субдуцируемых плит на границе между верхней и нижней мантией и его внезапного прорыва в нижнюю мантию в виде глобального нисходящего плюма (“аваланша”), который приводит к образованию компенсирующего глобального восходящего плюма. Если такой вынужденный или наведенный восходящий плюм оказывается расположенным под суперконтинентом-Пангеей, то он вызывает распад последней на отдельные континенты с образованием между ними океанов, чем авторы [3,4] объясняют цикл Вильсона. К сожалению, эта схема не была проработана на количественном уровне. Попытка восполнить этот пробел, с одной стороны, и проверить состоятельность широко известного подхода – с другой представлена в настоящей работе.

Наша модель мантийной конвекции [5,6] была дополнена условиями эндотермического фазового перехода и вместо всплытия легкого вещества, изложенного в [6], было исследовано погружение тяжелой эклогитовой добавки. При моделировании задавалась только ширина области субдукции, тогда как число и расположение зон субдукции, а также количество проходящего через них материала оставались произвольными, т.е. зоны субдукции располагались по границам конвективных ячеек, вдоль которых происходило нисходящее течение и расход эклогитов определялся скоростью течения.

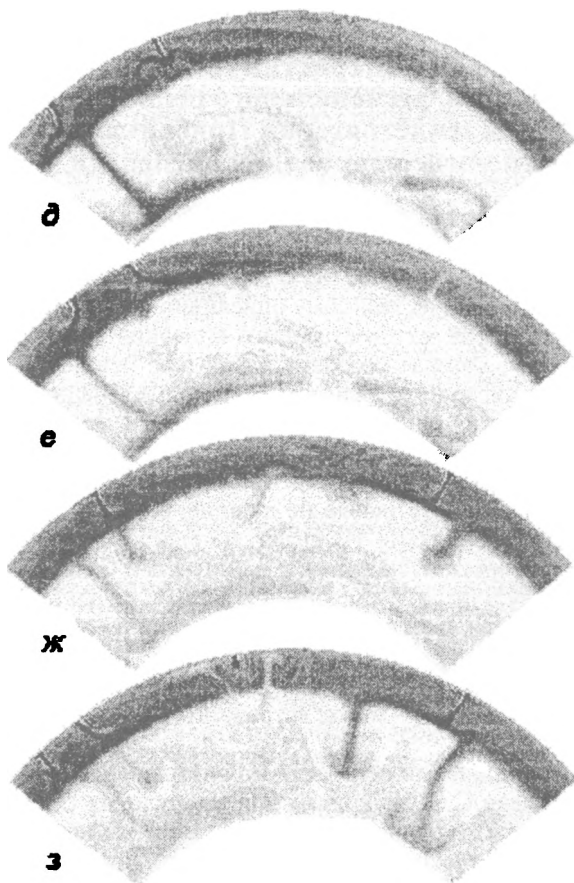
Результаты моделирования представлены на рисунке в виде распределения избыточной плотности аналогично данным сейсмотомографии [3,4], более темные оттенки соответствуют более тяжелому материалу. Состояние *a* иллюстрирует стадию раздельной конвекции, когда происходит накопление субдуцируемого вещества над фазовой границей. Состояние *б* представляет начало прорыва эклогитов в нижнюю мантию (левая часть расчетной области), связанное с переходом конвекции в смешанный

раздельно-общемантийный режим. Развитие процесса показывают фрагменты в–д: сначала в нижней мантии образуются новые прорывы, которые затем сливаются в единый мощный прорыв, что соответствует переходу к общемантийной конвекции (эклогитовые струи также сливаются, при этом они становятся наклонными, число зон субдукции убывает с 4–6 до 2), общемантийная конвекция относительно быстро исчерпывает себя, переводя тяжелое вещество на дно мантийного слоя, и слева восстанавливается раздельная конвекция – фрагменты е–з. В правой части расчетной области события развиваются аналогичным образом, они лишь смещены во времени: начало прорыва здесь можно наблюдать на фрагменте ж, а его развитие – на фрагменте з. На состояниях в–д справа также можно наблюдать прохождение в верхней мантии восходящего термического плюма регионального масштаба. Глобальные же восходящие плюмы в численном эксперименте не наблюдаются.



Динамика плотностных неоднородностей при термозэклогитовой конвекции в двухфазной мантии

По представленным на рисунке результатам можно сделать общий вывод, что двухфазная термозэклогитовая конвекция на качественном уровне хорошо воспроизводит данные сейсмической томографии, отражающие современное состояние мантии. Однако численное моделирование по японской схеме “аваланшей” не воспроизводит таких установленных геологических явлений как восходящие суперплюмы, кроме того, не находят объяснения крупные латеральные линзы вещества, нарисованные японскими авторами по данным сейсмической томографии ниже границы фа-



зового перехода. Объяснение всего спектра геодинамических явлений, как показывают наши исследования [5,6], возможно при объединении схем нисходящих плюмов — «аваланшей» с известным подходом, разработанным российскими учеными, утверждающим существенную роль дифференциации легкого вещества в переходном слое на границе ядра-мантии.

Литература

1. Ito E., Akaogi M., Topor L., Navrotsky A. Negative pressure-temperature slopes for reactions forming MgSiO perovskite from calorimetry // *Science*. 1990. V. 249. P. 1275–1278.
2. Machetel P., Weber P. Intermittent layered convection in mantle with an endothermic phase change at 670 km // *Nature*. 1991. V. 350, № 7 March. P. 55–58.
3. Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H. Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography // *Jour. Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100, № 1. P. 4–23.
4. Maruyama S. Plume tectonics // *Jour. Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100, № 1. P. 24–49.
5. 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).
6. Лобковский Л.И., Котелкин В.Д. Геодинамика мантийных плюмов, их взаимодействие с астеносферой и литосферой и поверхностное проявление в рифто- и траппообразовании // *Общие вопросы тектоники. Тектоника России*. М.: ГЕОС, 2000. С. 304–308 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.; Т. 1).

Исследование масштабных характеристик сетки активных разломов и линеаментов, регионального рельефа и эпицентрального поля землетрясений Прибайкалья методом встречного масштабирования дисперсий

Эффективность и универсальность фрактального подхода к познанию структуры объясняет его растущую популярность не только для описания процессов и объектов, исследованных ранее, но и для изучения объектов, не поддающихся пониманию и количественному описанию. Фрактальный анализ, являясь одним из способов количественного описания объектов, дает их новую характеристику, которая позволит найти еще неизвестные взаимосвязи процессов, в том числе и геологических. Нами сделана попытка проанализировать сеть активных разломов и линеаментов, рельеф, эпицентрального поле землетрясений Прибайкалья на предмет фрактальности.

Способы, основанные на прямом применении теоретического определения фрактальной размерности, дают далеко не лучшие, с точки зрения устойчивости и корректности, результаты. Их главный недостаток – необходимость в значительном разбросе масштабов (в тысячу раз и более) для получения состоятельных результатов, а имеющиеся данные редко могут дать разброс масштаба более чем в несколько сотен раз. Поэтому полезнее использовать косвенные способы оценки размерности, из которых особый интерес представляют способы, обобщающие классический метод нормированного размаха, в частности, – метод встречного масштабирования дисперсий.

Способ определения фрактальной размерности по внутренней и внешней дисперсиям впервые описан С.С. Ивановым для вычисления D поля удельной мощности сейсмического процесса, рельефа и инверсии геомагнитного поля для Курило-Камчатского региона [1]. Метод встречного масштабирования дисперсий основан на исследовании масштабных свойств средних значений и дисперсий. Суть метода в том, что каждый масштаб характеризуется двумя значениями дисперсии: внешней дисперсией (b) – дисперсия среднего количества величины – и внутренней (a) – среднее значение дисперсии величины. Поскольку реальные природные явления не являются правильными геометрическими фигурами и совершенными фракталами, мы имеем дело с различными значениями a и b , в совокупности характеризующими масштабные свойства объектов.

Впервые фрактальные свойства разломной тектоники Байкальской рифтовой зоны были исследованы С.И. Шерманом и А.С. Гладковым [4]. Для расчетов ими использованы данные Государственной геологической съемки масштаба 1:200 000. Полагая, что сеть активных (плиоцен-четвертичных) разломов, прекрасно выраженных в рельефе, наиболее пол-

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

но отражает протекающие в коре процессы рифтогенеза, мы проанализировали данные карты активных разломов и линейamentов Прибайкалья масштаба 1:1 000 000. Карта составлена в лаборатории современной геодинамики ИЗК СО РАН на базе структурно-геологических исследований на берегах озера, сейсмоакустических исследований на его акватории, а также привлечения материалов аэро- и космфотосъемки. Анализ был проведен для трех частей Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), различающихся по современному напряженному состоянию, кинематике разломов и типу деформации коры [3]: область транспрессии (I) – юго-западный фланг БРЗ (51°–53°с.ш., 101°–105°в.д.); область сосредоточенного спрединга (II) – южная и центральная части Байкальской впадины и прилегающие к ним территории (51°–54°с.ш., 105°–108°в.д.); область рассеянного спрединга (III) – Северобайкальская и Баргузинская впадины с прилегающими поднятиями (52°–56°с.ш., 108°–111°в.д.).

Весь регион был разбит сеткой на 1024 ячейки, для каждой подсчитывалось число целых разломов и их фрагментов, поместившихся в ячейке. Таким образом, мы получили поле значений, над которым могли проводить операции.

Полученные значения размерности по дисперсии приведены в таблице.

Для анализа рельефа мы использовали цифровую модель поверхности (DEM), которая составлена Навигационным агентством картографии США. Высотные отметки с географической привязкой из равномерно оцифрованной топоосновы Азии GTOPO30 (масштаб 1:1 000 000) обработаны квадратной сеткой через 30 с дуги, т.е. расстояние между точками приблизительно 1 км. Точность GTOPO30 – ± 650 м. линейная ошибка (вертикальная), 90%-ный интервал доверия, горизонтальная – ± 130 м, 90%-ный интервал доверия [6]. Результаты расчетов представлены в таблице.

Сравнительные характеристики разломной сети, рельефа и сейсмичности Прибайкалья, полученные методом встречного масштабирования дисперсий

Регион	<i>D по внутренней дисперсии</i>			<i>D по внешней дисперсии</i>		
	Разломная сеть	Рельеф	Сейсмичность	Разломная сеть	Рельеф	Сейсмичность
Юго-западный фланг БРЗ	1,58	1,97	1,59	0,21	1,53	1,24
Южная и центральная части Байкальской впадины	1,52	1,90	1,65	1,13	1,49	1,50
Северобайкальская и Баргузинская впадины	1,49	1,99	1,48	0,52	1,51	1,46
Три региона	1,43	1,68	1,62	0,64	1,63	1,71

Примечание. Точность определения величин составляет $\pm 0,1$.

Располагая данными по землетрясениям Прибайкалья (каталог землетрясений БОМСЭ ГС СО РАН), мы проанализировали масштабные характеристики сейсмичности, используя тот же метод. В распоряжении была информация о сейсмических событиях Прибайкалья с энергетическим классом $K \geq 5$ за период с 1960 по 1998 г. Вычисления производились следующим образом: регион был покрыт сеткой с размером клетки $0,05^\circ$. Затем для каждой клетки находились значение суммарной энергии и ее удельное значение. На основе этой сетки рассчитывались масштабные характеристики. Клетки, в которых за все это время не происходило ни одного землетрясения, в определении дисперсии не участвовали. Это соответствует методике подсчета для сетки активных разломов. Полученные значения сведены в таблицу.

Как видно из таблицы, наблюдается хорошая корреляция между масштабными характеристиками (по внутренней дисперсии) сейсмичности и активных разломов. Значения этого параметра для различных районов совпадают или незначительно различаются. Этого и следовало ожидать, поскольку сейсмическая активность является отражением процесса современного разломообразования. Однако не обнаружено заметных корреляций между масштабными характеристиками рельефа и сейсмичности или сетки разломов. Это может объясняться недостаточной точностью или объемом исходных данных или выбранным алгоритмом расчетов. Кроме того, в расчете не принимали участия батиметрические данные, что, несомненно, отразилось на величине D .

Приведенные результаты фрактального анализа с использованием вышеназванной методики свидетельствуют о самоподобии процесса разломообразования и рельефообразования при рифтогенезе. Особенно это характерно для южной и центральной частей Байкальской впадины и БРЗ в целом, о чем свидетельствуют более схожие и стабильные величины размерности. Различия в показателях D для выделенных областей связаны, по-видимому, с различиями в плотности разломов и характере их площадного распределения. На это может влиять сложная мозаичная структура эпицентрального поля землетрясений Прибайкалья, а также, возможно, короткий период инструментальных наблюдений (38 лет). Близость значений D для сети активных разломов, полученных нами, и фрактальных характеристик разломной сети, сформированной за весь период геологического развития территории [4], согласуется с механизмом унаследованности молодыми рифтовыми структурами неоднородностей ранних этапов развития.

Различие показателей внутренней и внешней дисперсий, характеризующих рельеф различных частей БРЗ свидетельствует о различии в процессах рельефообразования, связанных с напряженно-деформированным состоянием коры этих районов.

Обращает на себя внимание тот факт, что величины a и b для отдельных частей БРЗ различаются, в то время как для БРЗ в целом – приблизительно равны между собой. Это может быть объяснено тем, что Байкальская рифтовая зона в целом – относительно обособленный самоподобный

объект, в то время как регионы I, II и III - только ее несамостоятельные, незавершенные части.

В заключение отметим, что опыт применения метода встречного масштабирования оказался удачным, поскольку полученные данные корректны и сопоставимы с размерностями, полученными ранее С.И. Шерманом и А.С. Гладковым [4], А.В. Солоненко и Е.А.Штейманом []. Очевидна и универсальность названного метода – его можно применять с целью более качественной оценки масштабных свойств различных объектов и процессов.

Литература

1. Иванов С.С. Оценка фрактальной размерности самоофинных множеств: метод встречного масштабирования дисперсий // ДАН. 1993. Т. 332, №1. С. 89–92.
2. Лухнева О.Ф., Зуев Ф.Л. Фрактальная геометрия сетки активных разломов и рельефа Прибайкалья: Применение метода встречного масштабирования дисперсий // Геофизика на пороге третьего тысячелетия / Под ред. Г.С. Вахромеева. Иркутск: Изд-во Иркут. Ун-та. 1999. С. 103–109. (Тр. первой Байкальской молодежной шк.-семинара. Иркутск–Черноруд, 13–17 сентября 1999 г.).
3. Саньков В.А., Буддо В.Ю., Зуев Ф.Л. Монголо-Байкальская сейсмоактивная система как саморазвивающаяся диссипативная структура // Теория диссипативных структур в геологическом анализе. Апатиты: ИЦ РАН, 1998. С.83–84. (Материалы IV конф. по геол. Синергетике).
4. Шерман С.И., Гладков А.С. Анализ фрактальных размерностей разломов и сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне//Геология и геофизика. 1999. Т.40,№1, С.28–45.
5. Солоненко А.В., Штейман Е.А. Самоподобие поля сейсмичности Байкальского рифта // ДАН. 1994. Т. 337, №2. С. 253–257.
6. Defense Mapping Agency. Development of the Digital Chart of the World. US Government Printing Office Washington, DC, 1992. P. 91.

О.Ф. Лухнева¹, Ф.Л. Зуев

Предварительные результаты исследования масштабных характеристик топографии Байкальского рифта

Исходным материалом для морфологического профилирования, которое и дает «физиологическое ощущение рельефа и геологического субстрата», всегда были карты [5]. Однако операции с картами, при попытке обработать их с помощью вычислительных машин, оборачиваются сложными и до сих пор не вполне решенными проблемами распознавания образов. И обычно любой машинный анализ картографических данных начинается с долгого процесса ручного ввода информации в компьютер. В связи с этим важно как можно полнее и эффективнее использовать уже имеющиеся цифровые модели земной поверхности. Нами сделана попытка исследовать масштабные свойства регионального рельефа на основе профилирования, проведенного нами на базе цифровой модели рельефа (Global digital elevation model (DEM) – GTOPO30) и данных по батиметрии оз. Байкал, с использованием графического пакета GMT [8].

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

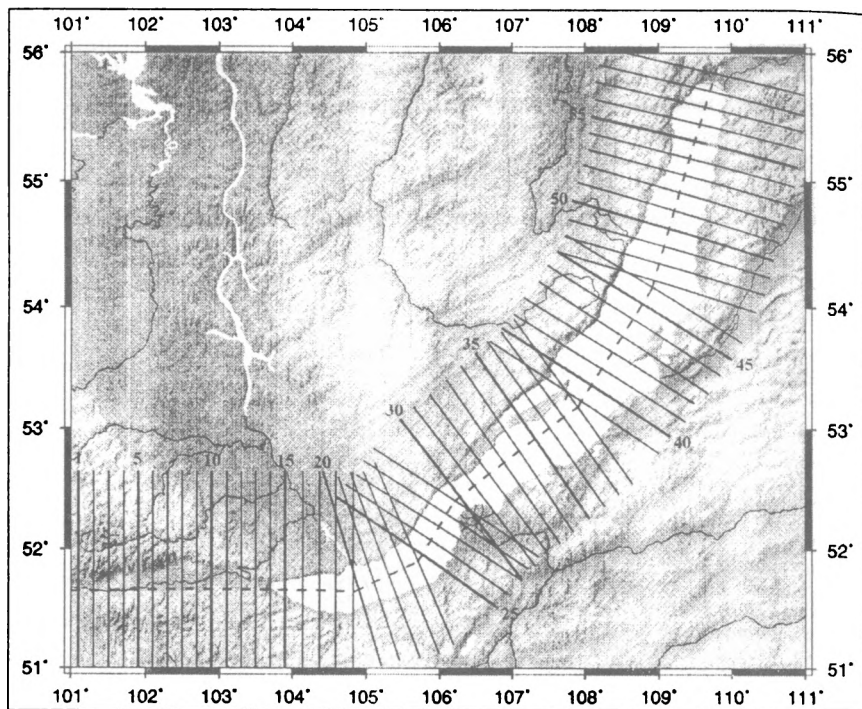


Рис. 1. Расположение 58 топопрофилей вкрест оси Байкальского рифта

Топооснова, составленная Навигационным агентством картографии США, была получена из множества картографических и фотографических источников, используя различные методы обработки. Цифровая модель поверхности содержит цифровые данные в форме однородной матрицы возвышенностей ландшафта для любой части мира с точной географической привязкой. Высотные отметки (в м) обработаны квадратной сеткой через 30 с дуги, т.е. расстояние между точками приблизительно 1 км (926 м.) Точность ГТОРО30 – ± 650 м линейная ошибка (вертикальная), 90%-ный интервал доверия, горизонтальная ± 130 м, 90%-ный интервал доверия [6].

С батиметрической карты оз. Байкал [2] были взяты глубины. Расстояние между точками 4 км. Поле значений по подводному рельефу озера совместили с цифровой моделью рельефа на территорию 51°–56° с.ш., 101°–105° в.д.

Поскольку особый интерес для нас представляет Байкальская рифтовая зона (БРЗ), то и профили были построены вкрест проведенной нами оси рифта. Используя графический пакет GMT, который позволяет интерполировать данные с заданной плотностью, получили сетку значений через 250 м. Построили 58 профилей, длина каждого 183,5 км расстояние между соседними профилями $14 \pm 0,2$ км (рисунк).

Нам представлялось интересным использовать математический аппарат фрактальной геометрии для количественного описания топографии Байкальского рифта и прилегающих к нему территорий. Опыт применения метода встречного масштабирования [1] для определения масштабных характеристик сетки активных разломов и линейментов, регионального рельефа и эпицентрального поля землетрясений Прибайкалья показал корректность результатов [3]. Метод, основанный на исследовании масштабных свойств средних значений и дисперсий, характеризует масштаб двумя значениями – внутренней и внешней дисперсией. Внешняя дисперсия – дисперсия среднего количества величины, внутренняя – среднее значение дисперсии величины. Именно этот метод и был применен для определения масштабных характеристик каждого профиля.

Для определения нами также был использован показатель Херста (H), вычисляемый как угол наклона графика функции зависимости среднего перепада высот от расстояния в логарифмическом масштабе. Такое вычисление H несколько отличается от прямого использования определения показателя Херста как R/S , однако можно показать, что в данном случае они эквивалентны [7]. Показатель Херста мы использовали для вычисления фрактальной размерности: $D = 2 - H$ [4]. Применение данного показателя связано с тем, что, с одной стороны, он активно используется в рамках фрактальной геометрии, а, с другой – имеет наиболее ясный физический смысл.

Масштабные характеристики, полученные нами представлены в таблице.

Фрактальные размерности, определенные «снаружи» и «изнутри» одномерного множества, существенно различаются, в то время как размерность, определенная по показателю Херста, и масштабная характеристика по внутренней дисперсии отличаются незначительно или совпадают, что говорит об эквивалентности примененных алгоритмов расчета.

Таким образом, проведенное нами исследование масштабных характеристик методом профилирования, с обработкой высотных данных по каждому профилю методом встречного масштабирования и вычислением показателя Херста, показало, что существует еще один количественный показатель для качественного описания рельефа, его структурного анализа. Это открывает новые возможности для изучения симметрии или асимметрии, анизотропии или изотропии в рельефе и других характеристик структуры земной поверхности.

Более подробная интерпретация результатов будет дана позднее, после проведения дополнительных расчетов на основе этих и привлечения новых данных. Однако уже сейчас можем сказать, что пространственная структура рельефа Байкальской рифтовой зоны ближе к мультифракталам, чем к монофракталам.

**Таблица. Масштабные характеристики по результатам профилирования
вкрест оси Байкальской рифтовой зоны**

Номер профиля	Фрактальная размерность			1	2	3	4
	D = (2-H) (±0,02)	по внутренней дисперсии	по внешней дисперсии				
1	2	3	4				
1	1,57	1,48 ±0,03	1,85 ±0,02	28	1,33	1,20 ±0,03	1,79 ±0,07
2	1,51	1,50 ±0,02	1,57 ±0,20	29	1,35	1,25 ±0,02	1,80 ±0,07
3	1,54	1,45 ±0,03	1,75 ±0,05	30	1,35	1,21 ±0,02	1,75 ±0,11
4	1,48	1,46 ±0,02	1,75 ±0,08	31	1,36	1,24 ±0,03	1,81 ±0,06
5	1,51	1,46 ±0,03	1,69 ±0,13	32	1,25	1,19 ±0,03	1,80 ±0,08
6	1,46	1,42 ±0,03	1,85 ±0,04	33	1,18	1,20 ±0,02	1,83 ±0,07
7	1,47	1,46 ±0,02	1,88 ±0,03	34	1,17	1,18 ±0,02	1,85 ±0,07
8	1,43	1,40 ±0,03	1,90 ±0,02	35	1,23	1,20 ±0,02	1,89 ±0,04
9	1,57	1,48 ±0,02	1,94 ±0,01	36	1,20	1,17 ±0,02	1,91 ±0,02
10	1,46	1,50 ±0,02	1,95 ±0,02	37	1,21	1,18 ±0,02	1,90 ±0,03
11	1,55	1,50 ±0,02	1,97 ±0,01	38	1,18	1,15 ±0,02	1,90 ±0,03
12	1,53	1,49 ±0,03	1,98 ±0,01	39	1,19	1,18 ±0,02	1,90 ±0,03
13	1,55	1,50 ±0,02	1,97 ±0,01	40	1,20	1,18 ±0,02	1,90 ±0,03
14	1,55	1,44 ±0,03	1,97 ±0,01	41	1,24	1,22 ±0,02	1,90 ±0,04
15	1,43	1,30 ±0,03	1,92 ±0,02	42	1,40	1,27 ±0,03	1,84 ±0,06
16	1,31	1,25 ±0,03	1,91 ±0,03	43	1,33	1,22 ±0,02	1,89 ±0,07
17	1,21	1,22 ±0,02	1,79 ±0,11	44	1,28	1,20 ±0,02	1,82 ±0,07
18	1,28	1,24 ±0,02	1,82 ±0,08	45	1,17	1,17 ±0,03	1,80 ±0,09
19	1,21	1,21 ±0,02	1,85 ±0,08	46	1,16	1,17 ±0,02	1,81 ±0,08
20	1,22	1,20 ±0,02	1,87 ±0,06	47	1,19	1,19 ±0,02	1,83 ±0,08
21	1,20	1,20 ±0,02	1,77 ±0,12	48	1,19	1,19 ±0,02	1,87 ±0,05
22	1,18	1,15 ±0,02	1,87 ±0,04	49	1,16	1,18 ±0,02	1,88 ±0,04
23	1,17	1,15 ±0,02	1,80 ±0,09	50	1,28	1,24 ±0,02	1,86 ±0,04
24	1,15	1,15 ±0,02	1,76 ±0,13	51	1,26	1,23 ±0,02	1,89 ±0,04
25	1,20	1,20 ±0,02	1,73 ±0,14	52	1,27	1,25 ±0,03	1,90 ±0,03
26	1,37	1,26 ±0,03	1,83 ±0,06	53	1,29	1,29 ±0,02	1,90 ±0,03
27	1,32	1,22 ±0,02	1,84 ±0,04	54	1,30	1,32 ±0,02	1,88 ±0,03
				55	1,31	1,30 ±0,02	1,92 ±0,03
				56	1,30	1,30 ±0,02	1,90 ±0,04
				57	1,36	1,32 ±0,02	1,90 ±0,03
				58	1,36	1,33 ±0,02	1,90 ±0,04

Литература

1. Иванов С.С. Оценка фрактальной размерности самофинных множеств: Метод встречного масштабирования дисперсий // ДАН. 1993. Т. 332, №1. С. 89–92.
2. Карта оз. Байкал. Гл. упр. навигации и океанографии М-ва обороны СССР, 1992.
3. Лухнева О.Ф., Зуев Ф.Л. Фрактальная геометрия сетки активных разломов и рельефа Прибайкалья: Применение метода встречного масштабирования дисперсий // Геофизика на пороге третьего тысячелетия / Под ред. Г.С. Вахрамеева. Иркутск: Изд-во Иркут. Ун-та, 1999. С. 103–109. (Тр. первой Байкальской молодежной шк.-семинара. Иркутск–Черноруд, 13–17 сентября 1999 г.).
4. Федер Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 254 с.
5. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 237 с.
6. Defense Mapping Agency. Development of the Digital Chart of the World. US Government Printing Office Washington, DC, 1992. P. 91.
7. Weissel J. K., Pratson L.F. The length-scaling properties of topography // J. Geophys. Res.. 1994. V. 99, №. B7. P. 13.997–14012.
8. Wessel P., Walter H.F. Smith The Generic Mapping Tools // Tech. Ref. and cookbook. Version 3. 1995.

Разломы и тепловой поток Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов

В восточной части Евразийского континента находится Байкальский регион, в центре которого расположена Байкальская рифтовая зона и сопредельные с нею Сибирская и Забайкальская микроплиты, относящиеся, соответственно, к Евразийской и Амурской плитам. Тепловой поток, поступающий из недр Земли, является одним из главных факторов, определяющих геодинамическую активность геологических структур, особенно разломов.

Сравнение карт разломных систем [1] и тепловых потоков [2] показывает, что эти геодинамические параметры неравномерно распределены по исследуемой территории. Особенно это относится к активным разломам. Они хорошо изучены во впадине самого оз. Байкал [3], для которой имеется свыше 800 определений теплового потока через дно озера [4]. Статистическая обработка этих данных показала, что максимальные величины субмаринного выноса тепла характерны для разломных зон, в которых средняя величина теплового потока равна 103 ± 53 мВт / м². Вынос тепла в глубоких депрессиях, на подводных хребтах и поднятиях в среднем в 1,5 раза ниже (69 ± 23 и 65 ± 18 мВт / м², соответственно). В целом, в Байкальской рифтовой зоне средняя величина теплового потока составляет около 75 мВт / м², в зонах разломов – более 85–90, но имеются отдельные участки, на которых вынос тепла превышает 200–1000 мВт / м². Таким образом, можно констатировать, что тепловой поток в зонах разломов превышает средний по рифтовой зоне в 2–3 раза и более.

Более четко эти выводы подтверждаются при сравнении плотности разломов и теплового потока. Под плотностью понимается количество разрывов на единицу площади. При сопоставлении плотности разломов с тепловым потоком хорошо заметна определенная закономерность: чем больше плотность разломов, тем выше тепловой поток. Такая закономерность характерна не только для рифтовой зоны, но и для сопредельных с нею районов и основных геологических структур.

Следовательно, плотность разломов и тепловой поток связаны прямой зависимостью. Причем эта зависимость настолько сильна, что выявляется даже в сопредельных регионах с существенно меньшей геодинамической активностью. Так, на Забайкальской микроплите, где средняя плотность разломов около 70, средний тепловой поток равен 52 мВт / м², а в зонах с повышенной плотностью разломов он более 70 мВт / м². В южных районах Сибирской микроплиты плотность разломов менее 20 и тепловой поток здесь около 40 мВт / м², но в зонах повышенной плотности разломов тепловой поток увеличивается в 1,5 раза по сравнению с остальной террито-

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

рий. На окружающих микроплитах и в самой рифтовой зоне сильнее прогреты впадины, чем горные хребты и поднятия.

Результаты парной корреляции величин теплового потока с плотностью разломов свидетельствуют о том, что между этими геодинамическими параметрами фиксируется неустойчивая связь, с существенными вариациями коэффициентов корреляций: $r = 0,7 \pm 0,5$ (в Байкальской рифтовой зоне) и $r = 0,8 \pm 0,6$ (в районе собственно оз.Байкал). В горном обрамлении рифтовых впадин коэффициент корреляции еще более неустойчив: $r = 0,6 \pm 0,4$.

Аналогичные колебания характерны и для Забайкальской микроплиты ($r = 0,6 \pm 0,4$). Они менее значительны в южных районах Сибирской микроплиты ($r = 0,4 \pm 0,1$), но и сама связь здесь низкая.

С целью уточнения связей разломов и тепловых потоков были проведены более детальные работы и проанализированы данные о распределении тепловых потоков вкост зон динамического влияния разломов. В зонах динамического влияния активных разломов максимальные величины тепловых потоков, как правило, характерны для их осевых частей (на расстоянии до 5 км), при удалении от которых тепловой поток постепенно уменьшается и на 15–25 км влияние разломов практически не сказывается на его величинах, если на них не влияют новые разломы или другие геодинамические факторы.

В Байкальской рифтовой зоне детально проанализированы 20 крупных разломов и проведены измерения 150 величин теплового потока в зонах их динамического влияния. Как и ожидалось, установлена обратная зависимость между величинами теплового потока и расстоянием точки измерения от осевой линии разлома. Уравнение регрессии имеет вид:

$$q = 85,6 - 2,1 D \text{ (мВт / м}^2\text{)},$$

где q – тепловой поток; D – расстояние от осевой линии разлома, км

В отличие от предыдущих данных, здесь более высокий и менее варьирующий коэффициент корреляции $r = -0,56 \pm 0,17$.

Для отдельных разломов значения r и уравнения регрессии могут иметь иные, но близкие значения. Например, при удалении от Баргузинского разлома к востоку

$$q = 75,4 - 0,12 D \text{ (мВт / м}^2\text{)} \text{ при } r = -0,51 \pm 0,26$$

Т.е. вкост зон динамического влияния активных разломов уменьшение теплового потока происходит медленнее, здесь фиксируется большая прогретость территории.

Западное побережье Байкала характеризуется великолепными геоморфологическими рифтовыми формами, в том числе и разломами, но слабой современной активностью. Ведущим здесь является Приморский разлом. Оказалось, что уменьшение теплового потока вкост простирания зоны динамического влияния этого разлома происходит особенно интенсивно. Процесс описывается уравнением:

$$q = 84,1 - 3,2 D \text{ (мВт / м}^2\text{)} \text{ при } r = -0,78 \pm 0,60$$

Подобные соотношения между тепловым потоком и зонами динами-

ческого влияния разломов характерны и для других континентальных (Провинция Бассейнов и Хребтов, рифт Рио Гранде) и океанических рифтов (Срединно-Атлантический рифт) и зон активных разломов. Так, для разлома Сан-Андреас уменьшение величин теплового потока вкост простиранья зоны его динамического влияния описывается уравнением вида:

$$q = 80,2 - 2,1 D \text{ мВт / м}^2 \text{ при } r = -0,60 \pm 0,42,$$

что хорошо коррелирует со средними данными для активных разломов Байкальской рифтовой зоны.

Повышенные и аномально повышенные величины теплового потока известны в зонах разломов Рейнско-Ливийского и Африкано-Аравийского рифтовых поясов, в частности, – в Красноморском рифте и в рифте Мертвого моря [5]

Таким образом, подтверждается в целом хорошо известная закономерность: в зонах разломов, как правило, фиксируются повышенные величины тепловых потоков. По нашим представлениям при детальном исследовании эта закономерность уточняется и одновременно усложняется.

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Независимо от геодинамического режима развития региона тепловой поток в зонах разломов всегда выше, чем на сопредельной с ними территории.

2. Уменьшение величин теплового потока происходит обратно пропорционально удалению от осевой линии разломов. Здесь проявляется латеральная геотермическая зональность разломных зон, хорошо сопоставимая с известной метаморфической зональностью вдоль крупных глубинных разломов и зон смятия.

3. Градиент уменьшения теплового потока вкост областей динамического влияния разломов определяется современной геодинамической активностью. Чем выше активность, тем ниже градиент.

Следовательно, используя представления о зонах динамического влияния разломов и тепловых потоках в этих зонах, совершенно в новом свете представляем взаимосвязи между многими из давно известных параметров. Этот вывод особенно ценен для активных рифтовых и коллизионных зон – областей активной современной деструкции литосферы.

Работа выполнена при поддержке финансовой РФФИ (проект № 00-05-64140).

Литература

1. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А и др. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
2. Лысак С.В., Дорофеева Р.П. Геотермический режим верхних горизонтов земной коры в южных районах Восточной Сибири // ДАН. 1997. Т. 3. С.405–409.
3. Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San kov V.A. et al. Active faults of the Baikal depression // BCREDP Elf Exploration production. 1997. V. 19. P. 399–434.
4. Golubev V.A., Klerkx I., Kipler R. Heat flow, hydrothermal vents and static stability of discharging thermal water in Lake Baikal (South-Eastern Siberia) // BCREDP Elf Aquitaine. 1993. V. 17, № 1. P. 33–65.
5. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука, 1988. 200 с.

Природа метаморфических комплексов Юго-Западного Забайкалья

Вопросам происхождения метаморфических комплексов Юго-Западного Забайкалья до настоящего времени уделяется большое внимание в связи с геодинамическими реконструкциями региона. В наиболее ранних работах [1] считалось, что метаморфические комплексы являются составной частью гранито-гнейсовых куполов, сформировавшихся в орогенную стадию развития Забайкалья. Другая часть исследователей [2] полагает, что они являются фрагментом микроконтинента с докембрийским основанием, располагающимся внутри раннепалеозойской складчатой зоны, в пределах которой широко проявился среднепалеозойский и позднепалеозойско-раннемезозойский вулканизм активной континентальной окраины. Л.М.Парфенов с соавторами [3] интерпретируют их как кратонный террейн, сложенный архейскими и раннепротерозойскими образованиями, являющийся тектоническим отторженцем Становой зоны Алдано-Станового щита Северо-Азиатского кратона по системе сдвигов, которые имели место в позднепалеозойское время.

В последние годы было показано, что рассматриваемые образования по структурно-вещественным признакам подобны комплексам метаморфических ядер кордильерского типа [4], которые формируются в условиях растяжения на стадии распада горных сооружений. Продолжая исследования в этом направлении авторы обратили внимание на метаморфические образования в междуречье Селенги и Чикоя в пределах Юго-Западного Забайкалья, которые характеризуются своеобразным строением и вещественным составом. Своеобразие состоит в том, что для района характерны преобладающие северо-западные ориентировки линейных структурных элементов, пологие плоскостные текстуры, описывающие куполовидную структуру, и динамометаморфические преобразования пород, протекавших в условиях, достигавших амфиболитовой фации метаморфизма. Все это отмечается на фоне субширотной ориентировки основных структурных элементов региона и не затронутых метаморфизмом осадочно-вулканогенных и интрузивных образований, имеющих возраст от перми до мела.

Отсутствие геохронологических датировок из метаморфических пород не позволяют оценить их возрастное положение. В связи с этим их возраст трактуется от архея-раннего протерозоя до рифея.

В строении комплекса отчетливо выделяется ядро, сложенное разнообразными гнейсами, кварц-силлиманитовыми сланцами, кварцитами,

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

² ГФУП Бурятгеоцентр, Улан-Удэ, Россия.

метаморфизованными гранодиоритами. Они прорываются лейкократовыми гранитами с гнейсовидной текстурой и пегматитами. Обрамляется ядро терригенно-вулканогенной толщей, состоящей из метаконгломератов, зеленых сланцев, метаэффузивов среднего и основного состава, относящихся к катаевской свите венда–нижнего кембрия (?). Далее на флангах располагаются фрагменты неметаморфизованных терригенно-вулканогенных образований от перми до нижнего мела. Исследованиями по р. Селенге было установлено, что динамометаморфические изменения в породах катаевской свиты вверх по разрезу постепенно убывают и сменяются образованиями, относящимися к перми. В связи с этими не исключена вероятность, что образования катаевской свиты могут иметь пермский возраст.

Для пород ядра и обрамления характерно пологое залегание тектонической полосчатости и сланцеватости, а их пространственное положение описывает брахиантиклинальную структуру, вытянутую в субширотном направлении. Линейные текстурные и структурные элементы (минеральная линейность, вытянутость галек, бороздчатость, шарниры мелких складок) имеют четко выраженную ориентировку северо-западно-юго-восток.

Изучение кинематики линейных структурных элементов показывает, что они формировались в условиях растяжения при транспортировке вещества в юго-восточном направлении. Складчатые структуры наиболее часто картируются в пределах обрамления ядра, характеризуются изоклинальными формами и отчетливо устанавливаются по фрагментам замков. Ориентировка шарниров складок варьирует от северо-восточного до северо-западного. Детальными наблюдениями установлено, что данные ориентировки возникли одновременно в едином поле напряжения и не являются результатом наложения разнонаправленных тектонических движений. По своей сути они соответствуют футляровидным складкам, формирующимся из складок ранних стадий в процессе дифференцированного течения вещества при прогрессирующей деформации. Преобладающий наклон осевых поверхностей складок – северо-восточный.

Характер распределения деформаций указывает на то, что они генетически связаны с зоной динамометаморфизма, имеющей в поперечном сечении форму пологой арки. Вскрытая мощность динамометаморфических образований, определенная геометрическими построениями, достигает 5 км. Распределение в ней складчатых дислокаций дискретное и обусловлено реологическими поведением горных пород в процессе деформации. Последняя протекала в условиях неоднородного простого сдвига. Смещения происходили в юго-восточном направлении, что устанавливается на северо-западном и юго-восточном флангах зоны. Исходя из этого, можно было бы предполагать, что источник напряжений располагается северо-западнее в бассейне р. Джиды. Однако структуры картируемые в пределах Джидинской зоны, характеризуются северо-

западной вергентностью, указывающей на тектонические перемещения в этом же направлении. Это не согласуется с имеющимися данными по региону, ибо тектонический транспорт вещества здесь осуществлялся в юго-западном направлении. Следовательно, тектонические процессы, проявившиеся в Джидинской зоне, не имеют никакого отношения к формированию зоны динамометаморфизма в рассматриваемом регионе. Кроме того, кинематические характеристики некоторых структур указывают на условия растяжения, которые проявились в зоне динамометаморфизма.

По сумме структурно-вещественных и кинематических признаков установлено, что образования изученного района возникли в условиях растяжения и близки комплексу метаморфического ядра кордильерского типа Заганского хребта. Формирование их осуществлялось после коллизионных событий, связанных с закрытием Монголо-Охотского океана [4]. Процессу растяжения здесь были подвержены средне-верхнепалеозойские образования, возникшие в пределах активной окраины Сибирского континента.

Литература

1. Объяснительная записка к карте орогенной тектоники горных сооружений Юго-Восточной Сибири и Северной Монголии // Ю.В. Комаров, Э.Н. Копылов, А.А. Белоголовкин, В.И. Сизых и др. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1995. 32 с.
2. Zorin Yu. A., Belichenko V. G., Turutanov E. Kh., Mazukabzov A. M., Sklyarov E. V., Mordvinova V. V. The East Siberia Transect // International Geology Review. 1995. V. 37. P. 154–175.
3. Парфенов Л. М., Булгаков А. Н., Гордиенко И. В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 4. С. 3–15.
4. Складов Е. В., Мазукабзов А. М., Мельников А. И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.

Содержание

<i>Алференок А.В.</i> Тектоника зоны сочленения Верхнепечорской впадины и Тиманского поперечного поднятия Северного Урала (район скважины 1 – Верхняя Сочь)	3
<i>Андреичев В.Л.</i> Метаморфическая эволюция доуралид севера Урала по геохронологическим данным	5
<i>Артамонов А. В., Золотарев Б. П.</i> Тектоника и магматизм внутриплитных поднятий Индийского океана	8
<i>Артюшков Е.В., [†]Безр М.А., Чехович П.А.</i> Основные механизмы формирования складчатых поясов	12
<i>Астафьев Д.А.</i> Генетическое единство и индивидуальные особенности строения осадочных бассейнов неогена	14
<i>Астафьев Д.А., Игнатова В.А.</i> Важнейшие особенности строения и нефтегазонасыщенности осадочных бассейнов Дальнего Востока России	17
<i>Бабаев А.М., Белоусов Т.П., Ицук А.Р.</i> О южной тектонической границе Тянь-Шаня в пределах зоны его сочленения с Памиром	20
<i>Балакина Л.М.</i> Субдукция и механизмы очагов землетрясений	24
<i>Балуев А.С., Астапенков О.Г., Чернов А.А.</i> О строении Байкальского рифта по данным интерпретации гравитационного поля акватории озера Байкал	25
<i>Баскина В.А.</i> Поперечные сквозные структуры в зонах перехода океан–континент	28
<i>Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Барац И.Г., Гелетий Н.К.</i> Раннепалеозойские тектонические события в истории краевой части Палеоазиатского океана	31
<i>Белый В.Ф.</i> Канадско – Колымский сектор Тихоокеанского подвижного пояса (общие закономерности строения и развития)	35
<i>Белый В.Ф.</i> Окраинно-континентальные тектоно–магматические пояса Тихоокеанского подвижного пояса	39
<i>Белякова Л.Т., Довжикова Е.Г.</i> Магматизм и геодинамика позднепротерозойского Тимано-Уральского подвижного пояса	42
<i>Бердникова Е.А., Владимирова В.Г., Бондаренко П.М., Докукина К.А.</i> Интернет-проект: русскоязычное дискуссионное общество в области структурной геологии и тектоники	45
<i>Берзин А. Г.</i> Разломная тектоника Вилуйской синеклизы в связи с нефтегазонасыщенностью	47
<i>Берикболов Б.Р., Долгополов В.Ф., Корсаков Ю.Ф.</i> Геотектонические условия формирования крупных месторождений урана в Центральной Евразии	51
<i>Бирюков В.М., Бирюков Е.В.</i> Роль геодинамического фактора при формировании двух типов щелочных и щелочно-ультраосновных магматических комплексов	52
<i>Богданов Н.А.</i> Общие вопросы тектонического строения континентальных окраин	53
<i>Богданов Н.А., Чехович В.Д., Коваленко Д.В., Соловьев А.В., Сухов А.Н., Леднева Г.В., Чернов Е.Е.</i> Коллизионная тектоника Западно-Камчатской и Охотоморской микроплит	56

<i>Болотов С.Н. О тектонической природе Ставропольского свода (Центральное Предкавказье)</i>	<i>58</i>
<i>Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Шеховцов В.А., Вишневецкая В.С., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка, Северо-Восток Азии)</i>	<i>62</i>
<i>Бочкарев В.С. Эволюция представлений о платформах; их тектонотипы</i>	<i>65</i>
<i>Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Тектоника фундамента, триасового рифтогенного комплекса и чехла Западно-Сибирской равнины</i>	<i>69</i>
<i>Булгакова М.Д. Палеогеографические и бассейново-седиментологические аспекты палеотектонического анализа (PZ₁₋₂, Восточная Якутия)</i>	<i>73</i>
<i>Булгатов А. Н. Кинематика Саяно-Байкальского и Монголо-Охотского подвижных поясов в неогее</i>	<i>76</i>
<i>Булдыгеров В. В. Тектоническое развитие Байкало-Витимской складчатой области</i>	<i>79</i>
<i>Буш В.А., Гатинский Ю.Г. Источники современной геодинамической активности в Северной Евразии</i>	<i>82</i>
<i>Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Милетенко Н.В., Федоренко О.А. Особенности формирования и нефтегазоносность позднепалеозойских осадочных бассейнов Центральной Евразии</i>	<i>86</i>
<i>Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза</i>	<i>90</i>
<i>Васильева Е.В. Тектоника Черноморско-Кавказско-Каспийского региона</i>	<i>93</i>
<i>Вержбицкий В.Е., Левченко О.В. Два основных типа крупных складчатых структур в пределах Индоокеанской зоны внутриплитных деформаций</i>	<i>96</i>
<i>Визгинский В.А. Неотектонические деформации в осадочных бассейнах как прогностический фактор нефтегазоносности</i>	<i>98</i>
<i>Визгинский В.А. Тектоническая карта Азово-Черноморского региона</i>	<i>103</i>
<i>Винничук Н.Н., Кузнецов Н.Б. Морфология Войкаро-Сыньинского массива по данным гравиметрии (различие и сходство с ультрабазит-базитовыми массивами других районов Урала)</i>	<i>106</i>
<i>Волобуев М.И. Мантия континентальной литосферы, как альтернативный источник плюмов (горячих точек)</i>	<i>110</i>
<i>Волож Ю.А., Антипов М.П., Гарагаш И.А., Лобковский Л.И. Геодинамика Прикаспийской впадины (эклогитовая модель)</i>	<i>113</i>
<i>Врублевский А.А., Николаев В.В., Ахмадулин В.А. Геодинамика и сейсмичность Среднего Приамурья</i>	<i>117</i>
<i>Гаврилов Ю.О., Головин Д.И., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Постдиагенетические изменения вещественных и структурно-текстурных характеристик терригенных толщ при формировании складчатого сооружения Большого Кавказа</i>	<i>119</i>
<i>Галецкий Л.С., Доброхотов С.М. Геодинамика и палеоостроводужный магматизм на Среднем Приднепровье (Украинский щит)</i>	<i>123</i>
<i>Галецкий Л.С., Шевченко Т.П. Трансрегиональные рудоконцентрирующие мегазоны активизации Украины</i>	<i>129</i>
<i>Гарецкий Р.Г., Айсберг Р.Е., Николаев В.Г. Эволюция Московской синеклизы</i>	<i>133</i>
<i>Гатинский Ю.Г., Власова Г.Л. Насколько едино Тихоокеанское "огненное кольцо"? (О фрагментации и фрактальности островных дуг и активных окраин)</i>	<i>136</i>
<i>Гесь М.Д. Фрагменты аллохтона островодужно-краевоморских геодинамических комплексов в каледонском орогене Тянь-Шаня: обдукция на микроконтинентальный блок</i>	<i>138</i>

<i>Георгобиани Т.В.</i> К вопросу о генезисе складчатой структуры Дагестанского клина	141
<i>Гладков А.С.</i> Разрывные нарушения и разломно-блоковое строение осадочного чехла южной окраины Сибирской платформы	145
<i>Гладков А.С., Лунина О.В., Ринчинов З.Ц., Шишкина Л.П.</i> Фрактальный анализ трещиноватости и речной сети для участка верхнего течения р.Ангара	147
<i>Глуховский М.З., Моралев В.М.</i> Тектонические события неогена и кимберлитовый магматизм Сибирской платформы	151
<i>Гоникберг В.Е.</i> Агардагская зона Тувы как коллизионный наследник раннефанерозойского задугового бассейна	154
<i>Гончаров М.А.</i> Спектр разномасштабных структур Земли как результат конвективной геодинамики иерархически соподчиненных геосфер	158
<i>Гончаров М.А., Фролова Н.С.</i> Утоненная кора орогенных впадин и ориентировка трансформных разломов СОХ: общая причина	161
<i>Гончарова И.А., Щерба И.Г., Хондариан С.О.</i> Палеогеография Средиземноморского складчатого пояса в начале среднего миоцена	164
<i>Гордин В.М.</i> Об интерпретации аномального магнитного поля океанов по Вайну-Меттосу	168
<i>Гордин В.М.</i> Свидетельства гетерогенности магнитоактивного слоя океанской литосферы	171
<i>Гранник В.М.</i> Древние сейсмофокальные зоны Сахалина	173
<i>Гранник В.М., Сергеев К.Ф.</i> Магматизм и тектоника кайнозойской активной окраины Охотоморского сектора Пацифики	177
<i>Грачев А.Ф.</i> Трещиноватость платформенных областей (на примере Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ)	181
<i>Грохольский А.Л., Газина Т.В.</i> Экспериментальное исследование зарождения и продвижения рифтовой трещины в океанической литосфере и формирование ее морфоструктурных элементов	184
<i>Грунская Л.В., Исаевич В.В., Виноградов Д.Н.</i> Поиск корреляций между электромагнитным полем Земли крайненизкочастотного диапазона и периодическими гравитационными полями астрофизического происхождения	188
<i>Деев Е.В., Зиновьев С.В.</i> Структурные ярусы домеловых комплексов чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье	190
<i>Демин А.Н., Демин П.А., Андреев В.В.</i> Магматизм и тектоника Алтайской активной окраины Сибирского континента	194
<i>Демина Л.И., Промыслова М.Ю.</i> Палеогеодинамические условия формирования рудомещающей базальт-риолитовой серии Ленинского района (Рудный Алтай)	197
<i>Дерябин Н.И.</i> Пульсационное развитие земной коры в неогене	200
<i>Дибенко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В., Лубнина Н.В., Симонов В.А.</i> Геодинамика Полярного Урала в позднем докембрии – палеозое на основе геологических и палеомагнитных данных	204
<i>Дмитриева Е.В.</i> Исследование вида напряженно-деформированного состояния земной коры сейсмических регионов	208
<i>Дмитриевский А.Н., Володин И.А.</i> Автоволновая концепция динамики Земли	212
<i>Докукина К.А.</i> Синкинематические граниты зон транспрессии коллизионной системы Ольхонского региона (Западное Прибайкалье)	213
<i>Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Розова А.В., Свешиников А.А.</i> Тектонические особенности морфоструктурной сегментации рифтовых зон СОХ с медленными и быстрыми скоростями спрединга	215

<i>Дубинин Е.П., Суцеская Н.М.</i> Геодинамическая эволюция спрединговых хребтов, сходящихся в зоне тройного соединения Буве	219
<i>Дубровский В.А., Сергеев В.Н.</i> Обязательный предвестник катастроф	222
<i>Евланов Ю.Б.</i> К тектонике осадочного бассейна Кораллового моря (Тихий океан)	227
<i>Ершов А.В., Никушин А. М., Брунэ М.-Ф., Спакман В.</i> Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмотомографии	230
<i>Зайцев В.А., Морозов Ю.А., Шолло В.Н.</i> Структурно-кинематический анализ деформаций рифейского комплекса полуостровов Рыбачий и Средний	235
<i>Зверев С.М.</i> Некоторые проявления глубинных процессов во фронтальной зоне Кипрской дуги	239
<i>Злобин Т.К., Бобков А.О., Злобина Л.М.</i> Распределения скоростей Р-волн в верхней мантии южной части Охотской литосферной плиты	241
<i>Злобин Т.К., Злобина Л.М.</i> Изучение глубинного строения земной коры Охотской литосферной плиты	245
<i>Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Мордвинова В.В., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М.</i> Надвиги в южной части Восточной Сибири и в Центральной Монголии (геологическая интерпретация геофизических данных по профилю Братск – Иркутск – Улан-Батор – Ундуршил)	248
<i>Иванов К.С.</i> Расчет палеоскоростей субдукции и коллизии на Урале	252
<i>Ивлиев А.И.</i> Изменение активной роли эпикратонных неоднородностей в неогейских циклах дифференциации и структурирования кристаллических геосфер	255
<i>Игнатова В.А.</i> Мезозойско-кайнозойская геодинамическая эволюция Дальнего Востока России	259
<i>Изосов Л.А.</i> Среднепалеозойские формации, тектоника и металлогения Япономорской зоны перехода континент – океан	261
<i>Изосов Л.А., Коновалов Ю.И.</i> Западно-Сихотэ-Алинский вулканоген: фрагмент планетарного Западно-Тихоокеанского вулканического пояса	264
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Слепцов С.В., Третьяков М.Ф.</i> Неотектоника и сейсמודинамика Северо-Востока Азии	267
<i>Иогансон Л.И.</i> Некоторые особенности строения осадочных бассейнов Западной есс-тектоника	270
<i>Иогансон Л.И., Рейснер Г.И.</i> О гетерогенности и раздробленности земной коры Западной Евразии	274
<i>Казанский Б.А.</i> Расчеты палеогеофизических полей в адунационной модели эволюции Земли для палеогеографических и палеотектонических реконструкций	277
<i>Казьмин В.Г., Бабаев Р.Г., Одеков О.А., Троицкий В.И.</i> Развитие тетической окраины Центральной Евразии с поздней перми до олигоцена	280
<i>Каныгин А.В., Бахарев Н.К., Башарин А.К., Беляев С.Ю., Воронов В.Н., Клец А.Г., Сараев С.В., Фомин А.Н., Хромых В.Г.</i> Щучинский выступ палеозоя в пограничной части Полярного Урала и Ямала – островодужный тектонотип домезозойского структурного этажа северной части Западно-Сибирской плиты	284
<i>Киселев В.В.</i> К докембрийско-раннепалеозойской истории Центрально-Азиатского палеоокеанического бассейна	289
<i>Ковалев А.А., Ушаков С.А.</i> Совершенствование тектонических карт, разрабатываемых на мобилистской основе	291

<i>Коваленко Д.В.</i> Тектоническая значимость вращений геологических блоков в горизонтальной плоскости при коллизии островная дуга – материк	294
<i>Козаков И.К., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.</i> Проблема возраста кристаллического фундамента микроконтинентов Центральной Азии: результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований	297
<i>Колтышева Е.С.</i> Унаследованность тектонического развития как показатель эволюции земной коры Урала	301
<i>Константиновская Е.А.</i> Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование	304
<i>Конторович А.Э., Беллев С.Ю., Конторович В.А., Красавчиков В.О., Агалаков С.Е.</i> Тектоника осадочного чехла Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции	307
<i>Короновский Н.В., Ломизе М.Г.</i> Глубинные разломы и тектоника плит	310
<i>Коротаяев М.В., Ершов А.В.</i> Реологическая карта северной части Перитетиса	314
<i>Костенко Н.П., Брянцева Г.В.</i> Районирование орогенной структуры Загроса	316
<i>Костенко Н.П., Панина Л.В.</i> Некоторые особенности неотектонического строения и развития Кавказа на конзрозионном этапе	319
<i>Кочемасов Г.Г.</i> Различие между западным и восточным обрамлением Тихоокеанской впадины – ключ к пониманию ее происхождения	322
<i>Крамер В., Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Сейферт В., Фрайтаг Р., Алексеев Д.В., Гедике К.</i> Палеогеодинамика офиолитов Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка)	326
<i>Кругляков В.В., Губенков В.В., Пономарев И.В.</i> Туапсинский прогиб (Кавказский континентальный склон Черного моря) – олистострома	329
<i>Кузнецов Н.Б.</i> Строение и характер сочленения различных зон зеленокаменной полосы Урала	333
<i>Кузовков Г.Н.</i> Импактная модель Урала – эталонная модель складчатых поясов неогей и сопряженных с ними осадочных бассейнов	336
<i>Кузьмичев А.Б.</i> Байкалиды Тувино-Монгольского массива: три этапа тектонической эволюции в позднем рифее – раннем палеозое	341
<i>Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.</i> Офиолиты Урало-Монгольского складчатого пояса: особенности палеоспрединга и обдукции	345
<i>Курчавов А.М.</i> Проблема геодинамической обстановки формирования девонского континентального магматизма Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири	351
<i>Левченко О.В., Вержбицкий В.Е.</i> Мозаично-блоковое строение области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана на различных структурных уровнях	354
<i>Леднева Г.В., Соловьев А.В., Кравченко-Бережной И.Р.</i> Позднемеловой магматизм юга Корякского нагорья в свете проблем реконструкции "полярности" Олюторской палеодуги	357
<i>Леонов М.Г.</i> Внутриплитные (интрабассейновые) коллизионные швы неогей и самоблокирующаяся субдукция	361
<i>Леонов М.Г.</i> О природе верхней границы консолидированной коры	366
<i>Лепешко В.В., Белоус О.В.</i> Рельеф кровли акустического фундамента в структурах Охотского, Японского морей	371
<i>Линькова О.Г., Шолло В.Н.</i> Количественные оценки этапов развития Средиземноморского подвижного пояса с помощью ГИС-технологий	373
<i>Липатова В.В., Букина Т.Ф., Куантаев Н.Е., Яночкина З.А.</i> Триасовые бассейны Центральной Евразии: особенности формирования и развития	376

<i>Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.</i> Перемежающаяся термозклогитовая конвекция в мантии с учетом фазового перехода на глубине 670 км , сравнение с данными сейсмотомографии	378
<i>Лухнева О.Ф., Зув Ф.Л.</i> Исследование масштабных характеристик сетки активных разломов и линеаментов, регионального рельефа и эпицентрального поля землетрясений Прибайкалья методом встречного масштабирования дисперсий	382
<i>Лухнева О.Ф., Зув Ф.Л.</i> Предварительные результаты исследования масштабных характеристик топографии Байкальского рифта	385
<i>Лысак С.В.</i> Разломы и тепловой поток Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов	389
<i>Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Кошкин В.В.</i> Природа метаморфических комплексов Юго-Западного Забайкалья	391

Научное издание

**Тектоника неогей:
общие и региональные аспекты**

Том 1

**Материалы
XXXIV-го Тектонического совещания
(30 января – 3 февраля 2001 г.).**

*Художник О.В.Кураленко
Редактор И.М.Ерофеева*

Подписано к печати 10.01.2001
Формат 60х90 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 25,0. Тираж 500 экз.
Тип. зак. № **102С**, Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43