



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

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

ТЕКТОНИКА НЕОГЕЯ: ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ

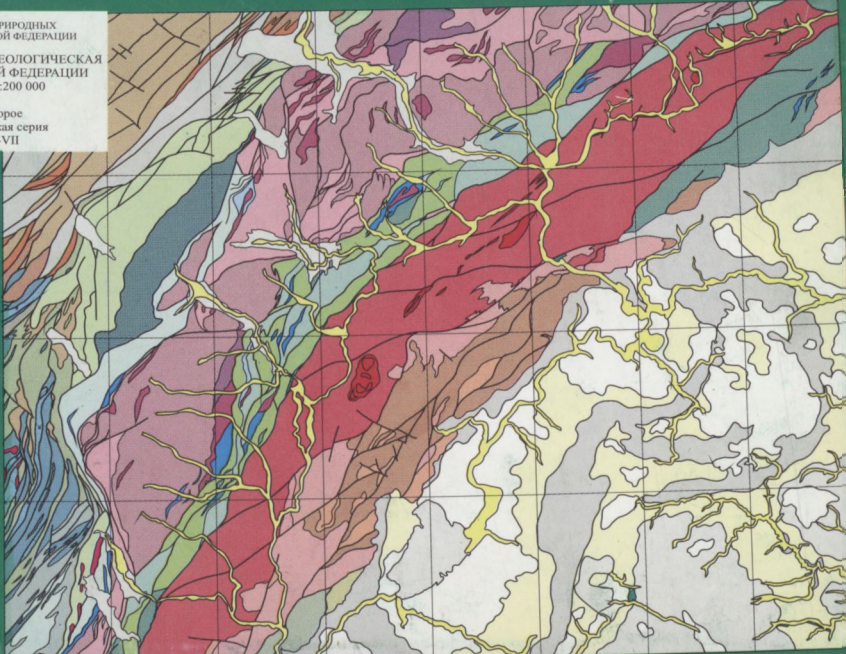
МОСКВА

2001

ТОМ 2

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

Издание второе
Полярноуральская серия
Q-41-XVI-VII



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДЕЛЕНИЕ 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 2

**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 2. Материалы XXXIV-го Тектонического совещания (30 января – 3 февраля 2001 г.). – М.: ГЕОС, 2001. – 358 с.
ISBN 5-89118-169-X**

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.Удортатина, К.Е.Дегтярев, Д.В.Борисенко, Т.И.Павленко, С.Ю.Соколов, В.В.Кормильцев, Н.Н.Винничук, П.М.Кучерина†. Редакторы: А.А.Савельев†, В.А.Душин.

ISBN 5-89118-169-X

© ГИН РАН, 2001
© ГЕОС, 2001

Новейшая тектоническая структура Среднего Поволжья и Прикамья и общие вопросы геодинамики юго-востока Русской плиты

В докладе рассматриваются результаты анализа новейшей тектонической структуры южной половины востока Русской плиты, выполненного в связи с составлением по заданию Госгеолкома Республики Татарстан карты новейшей тектоники ее территории.

Методологической основой этих работ было положение, что приповерхностные элементы новейшей тектонической структуры, ее структурно-геоморфологическая составляющая и органически связанные с нею процессы, которые являются объектами первоочередного практического интереса, представляют результат совокупного воздействия на верхнекоревые слои разнородных, разноглубинных и разноранговых сил и процессов. При геодинамической интерпретации отдельных структурных или, точнее, структурно-геоморфологических форм и территорий (объемов коры) мы исходили из концепции геодинамических систем, которая позволяет оценить и районировать рассматриваемую территорию по ее отношению к областям активного проявления тектономагматических процессов и зонам, испытывающим со стороны последних динамическое воздействие.

С позиций отношения к литосферным плитам, Среднее Поволжье и Прикамье могут рассматриваться в качестве окраинной области Русской платформы, на которую распространяется динамическое воздействие со стороны Карпатско-Кавказского фронта Африкано-Аравийской системы литосферных плит и блоков [1–3]. Ранее предполагалось, что это воздействие может быть резко ослаблено или даже вовсе заблокировано глубинными процессами, поддерживающими весьма активное развитие Черноморско-Каспийской системы прогибов [1].

Новейшая тектоническая структура территории Среднего Поволжья, наследуя отдельные элементы палеозойских и более древних структур, в большой мере от них отличается. Главными являются четыре морфологически и генетически разнотипные области.

Западная область включает Чувашское, Сурское, Хватовское и Хвалынское поднятия, образующие восточную зону субмеридиональной системы поднятий Приволжской возвышенности. Первые три развиваются на месте мезозойско-раннекайнозойской Ульяновско-Саратовской синеклизы и представляют собой очевидные тектонические новообразования сводового характера.

При этом отметим, что Хвалынское поднятие по своему положению, очертаниям, внутренней зональности и морфологии достаточно заметно

¹ Институт геоэкологии (ИГЭ) РАН, Москва, Россия.

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

отличается от сопряженного с ним Хватовского поднятия. В общем оно представляется в виде некоторой тектонической ступени, которая в четвертичное время (возможно, со среднего плейстоцена) отторгается от первоначально (в совсем еще недавнем геологическом прошлом) единого свода в результате тектонической агрессии Прикаспийского прогиба. По простиранию Хвалынское поднятие сопрягается с Жигулевским валом и далее – Кинельскими поднятиями, образуя вместе с ними дугообразную неотектоническую зону, которая органически вписывается в систему структур северного крыла Прикаспийского прогиба, представляя его краевую зону.

Чувашское поднятие принадлежит восточному склону Токмовского свода, устойчиво развивающегося начиная с докембрия. К нему примыкает сравнительно узкое линейных очертаний поднятие Волжско-Свияжского междуречья, которое рассматривается в качестве частично размытого Волгой прямого южного продолжения субмеридионального Вятского вала.

Часть Вятского вала, расположенная севернее Казани, которая и известна в качестве такового в структуре палеозойского чехла, в значительной мере переработана неотектоническими зонами субширотного простирания, сохраняясь в них в виде кульминаций широтных зон. Последние представляют уже другую структурно-геоморфологическую (Северную) область. Она принадлежит Ветлужской части субширотно ориентированной широкой полосы молодых поднятий, которая разделяет Северную и Южную провинции Восточно-Европейской платформы, принадлежащие разным геодинамическим системам, и в пределах которой осуществляется динамическое взаимодействие последних [1].

Для Нижнекамской (или Татарской) области характерны структуры центрального типа – Кукморский и Черемшанский купола с характерной радиально-концентрической и дугообразной морфологией, разделенные Нижнекамской зоной прогиба. Эти формы в значительной степени, но не полностью и в других границах, наследуют древние структуры фундамента и чехла и, очевидно, принадлежат к дистальной части поля структур Циркум-Прикаспийского пояса (дальней периферии Прикаспийской впадины), для которого в целом характерны именно такие формы.

С востока Нижнекамская область ограничена Уржум-Оренбургской зоной структурных несогласий, которая представляется одним из принципиальнейших элементов новейшей тектонической структуры и геодинамики юго-востока Русской плиты. Она простирается в северо-запад-юго-восточном направлении и маркируется весьма протяженными и прямолинейными долинами рек. Вятки, Зай и Салмыш. Расположенная восточнее субпараллельная ей зона Икского линеамента, менее протяженная и несколько менее выразительная, по-видимому, генетически связана с Уржум-Оренбургской. Последняя, по существу, ограничивает Бугульминско-Белебеевское поднятие и в целом представляет собой зону ярко выраженного несогласия структурных планов, развитых по разные ее стороны. Она является также значительным разделом геодинамического характера и интер-

претируется как регионального порядка зона транспрессии – сжатия и праводвиговых напряжений, по причине чего для нее характерны максимальная приподнятость и широкое развитие линеаментов северо-западного простирания, которые представляют, по-видимому, зоны сколовых трещин.

К северо-востоку от этого раздела явно доминирующими являются формы восток-северо-восточного простирания. Меридиональные (уральские) простирания здесь не играют сколько-нибудь заметной формообразующей роли и в качестве таковых проявляются лишь на линии Ишимбай–Уфа и восточнее, т.е. в непосредственной близости от Урала. Это подтверждает ранее высказанное [1] предположение о том, что Урал в новейшую тектоническую эпоху не является зоной активного тектогенеза. Он развивается в условиях косога латерального давления на него со стороны смежных платформ, не оказывая на них активного воздействия.

На юго-востоке, южнее р.Сакмары, Уржум-Оренбургская зона сопрягается с зоной сопряжения Прикаспийской впадины со структурами Южного Урала, в пределах которой еще более ярко проявлен агрессивный характер первой относительно второго.

Этот генеральный структурно-геодинамический план новейшей тектоники территории Среднего Поволжья определяет закономерности расположения и эволюции менее крупных структурных форм, черт рельефа и других особенностей территории и состояния ее недр. Структурно-геоморфологический план рассматриваемой области позволяет сделать достаточно уверенный вывод, что не только Нижнее, но и Среднее Поволжье (до широты Чебоксар и Казани) относится к тектоническому полю глубинного прогиба Прикаспийской впадины. Геодинамическое воздействие последнего на земную кору Среднего Поволжья в новейшую тектоническую эпоху, о котором можно судить по закономерностям структурного плана и геоморфологических особенностей его проявления, по напряженному состоянию недр, сейсмической активности и другим характеристикам, представляется первостепенно значимым и, во всяком случае, более эффективным по сравнению с общим воздействием на платформу со стороны Карпатско-Кавказского фронта Альпийского пояса. И в этом отношении геодинамическая система Прикаспийской впадины, по существу, локального ранга, для решения проблем рассматриваемого региона оказывается предпочтительнее. Или, по крайней мере, здесь следует предполагать суперпозицию двух разноранговых и разнотипных геодинамических полей, управляемых, очевидно, разными первопричинными процессами.

Литература

1. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. Вып.13. С.53–60.
2. Шукин Ю.К. Глубинная сейсмотектоника Северной Евразии // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. Вып.13. С.6–11.
3. Копп М.Л. Новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы как результат коллизии в Периаравийском сегменте Альпийского пояса //Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С.181–218.(Тр. ГИН РАН; Вып. 511).

Геодинамически активные зоны платформ (на примере Окско-Донского прогиба)

Геодинамически активные зоны – это новейшие линейные структуры, отражающие аномально напряженное состояние отдельных участков земной коры и проявленные деформациями различных ее объемов и земной поверхности. В зависимости от масштаба и ранга они имеют различные глубины заложения, протяженность, ширину и время развития. Крупные геодинамические зоны в пределах платформ могут возникнуть под воздействием латерального взаимодействия геодинамических систем глобального и трансрегионального порядка или в результате перераспределения глубинных масс литосферы [1]. Степень активности зон определяется амплитудами новейших тектонических движений и выраженностью в современном рельефе.

Примером геодинамически активной зоны регионального порядка в пределах Восточно-Европейской платформы является протяженный (более 500 км) Окско-Донской прогиб, который трактуется как зона современного растяжения, растрескивания и прогибания земной коры [2,3]. Новейшая структура прогиба и его морфологические особенности согласуются с этими представлениями.

Окско-Донской меридиональный прогиб несогласно наложен на древнюю структуру восточной части Воронежского свода и Пачелмский авлакоген северо-западного простирания, хотя отдельные элементы их (разломные зоны, впадины и поднятия фундамента) находят отражение в новейшей структуре прогиба. Амплитуды неотектонических движений в его пределах колеблются от 150 до 200 м. Прогиб разделяет Воронежское и Приволжское новейшие поднятия. Его западная граница, совпадающая с разломом фундамента, отчетливо выражена и на большем своем протяжении приурочена к крупным долинам рек Вороны и Становой. Восточная граница проявлена менее четко и трассируется на отдельных участках долинами рек Керши, Цны, Мокши и Оки.

В течение новейшего тектонического этапа, включая голоцен, происходило последовательное направленное смещение осевой зоны прогиба в западном направлении. В миоцене к ней был приурочен морской залив, в плиоцене – прадolina Дона, в среднем (раннем ?) плейстоцене весь прогиб был выполнен обширным донским языком ледникового покрова. В течение четвертичного времени происходило усложнение его внутренней тектонической структуры, в результате чего образовались продольные

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

² Московская государственная геологоразведочная академия (МГГА), Москва, Россия.

³ Институт геоэкологии (ИГЭ) РАН, Москва, Россия.

субмеридиональные зоны поднятий и прогибов. Некоторые из этих зон продолжают наследовать неогеновые структуры как по простиранию, так и по знаку движения, тогда как другие смещены относительно предшествующих своих границ. С запада на восток выделяются: Кривоборско-Клепиковский прогиб, Кокчетавско-Гусь-Хрустальное поднятие, Битюг-Колпинский прогиб, Тамбовское поднятие, продолжающееся на север Оксо-Цнинским валом, Цнинско-Мокшинский прогиб, Рассказовское поднятие.

Зоны прогибов отличаются наиболее низкими гипсометрическими отметками (110–140 м), преимущественным распространением в них и повышенной мощностью верхнеплейстоценовых и голоценовых аллювиальных и более древних флювиогляциальных отложений. Зоны поднятий характеризуются большей шириной и более высокими гипсометрическими отметками (160–200 м). Они сложены среднеплиоценовыми, а иногда меловыми отложениями. Среднеплейстоценовые гляциальные и покровные отложения, распространенные на поднятиях, отличаются наименьшими мощностями. В сводовых частях поднятий широко развита меридиональная сеть трещин, подчеркнутая малыми эрозионными формами. В поперечном сечении поднятия нередко асимметричны. Однако в большинстве случаев это объясняется естественным направленным смещением меридиональных речных долин к их правым склонам. В продольных зонах выделяются структуры более высоких порядков, развитие которых влияло на распределение генетических типов четвертичных отложений, их фации и мощности. Ступенчатое строение поднятий позволяет выявить стадии их развития и определить скорости тектонических движений в каждую их них.

Продольная зональность прогиба осложняется поперечными ступенями, в пределах которых продольные зоны испытывают либо положительные либо отрицательные ундуляции. В пределах относительно поднятых ступеней продольные зоны прогибов сужаются, вплоть до выклинивания, продолжаясь по простиранию лишь в виде линеаментов. Продольные зоны поднятий, напротив, расширяются, как правило, увеличивая свою высоту, в них наиболее четко проявляются линеаменты субмеридионального простирания. Выделяются четыре ступени: Панинская (южная), Тамбовско-Мичуринская, Моршанская и Мещерская (северная). Относительно пониженные ступени характеризуются повышенной мощностью четвертичных отложений и приуроченностью к ним зандровых полей отступающего ледника. Участки интерференции продольных и поперечных зон отличаются аномально глубоким залеганием кровли дочетвертичных отложений (районы городов Тамбова и Мичуринска).

Морфология зон продольных прогибов, приуроченность к ним широких плоскодонных речных долин, часто с аномально высокой мощностью пойменных осадков, морфология некоторых русел, напоминающих зияющие рвы, позволяют интерпретировать эти прогибы зонами современного субширотного растяжения земной коры. Это подтверждается повышенными концентрациями радона в их пределах и результатами обработки тре-

щиноватости разновозрастных горных пород (включая четвертичные отложения) слагающих склоны прогибов тектонических напряжений. Условия растяжения распространяются и к западу от Окско-Донского прогиба, захватывая часть склона новейшего Воронежского поднятия.

Формирование Окско-Донского новейшего прогиба связывается нами с процессами преобразования и течения вещества в верхней мантии непосредственно под рассматриваемой областью с растеканием его под смежные поднятия.

Литература

1. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. В.13. С.53–60.
2. Копп М.Л. Новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы как результат коллизии в Периаравийском сегменте Альпийского пояса //Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С.181–218.(Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
3. Макаров В.И., Макарова Н.В., Суханова Т.В. Древние структуры центральной части Русской платформы на новейшем тектоническом этапе и современная геодинамика (на примере Окско-Цининского вала) //Материалы Междунар. конф. «Геодинамика и геоэкология». Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 1999.

Р.А. Максумова¹, А.В. Березанский²

Тектоническая структура и эволюция покровно-складчатого сооружения Тянь-Шаня

1. Последняя тектоническая карта Кыргызского Тянь-Шаня масштаба 1:500 000 со схемой тектонического районирования масштаба 1:1 500 000 была составлена в начале 80-х годов и базировалась на устаревших ныне положениях геосинклинальной теории. На ней постулировалось сквозное, от архея до ныне, существование единых структурных элементов.

2. Новые данные по стратиграфии, позволяющие ранее выделенные вертикальные последовательности развернуть в латеральные ряды, широкомасштабное совмещение различных фациальных комплексов, перинтерпретация многих контактов, присутствие в основании большинства покровных пластин меланжей и олистостром, позволили определить сложную покровно-чешуйчатую структуру каледонид и герцинид Тянь-Шаня.

3. Составлена новая карта тектонического районирования Тянь-Шаня 1: 1 500 000 масштаба, являющаяся авторским вариантом, в основу которой положены изданные геологические карты Киргизии, геодинамическая карта 1:500 000 масштаба, составленная ИНГ НАН КР, опубликованные данные, а также результаты собственных исследований авторов по стратиграфии, тектонике, седиментологии, магматизму данного региона.

¹ Институт геологии НАН Кыргызстана, Бишкек, Кыргызстан.

² ЮКГЭ Агентства по геологии и минеральным ресурсам, Ош, Кыргызстан.

4. На протяжении длительной истории геологического развития Тянь-Шаня менялись контуры и границы континентальных блоков, возникали и исчезали океанические структуры. Поэтому на карте и в легенде к ней структурные единицы выделяются для каждого этажа отдельно. Для позднего докембрия – раннего палеозоя структурный рисунок определялся существованием на территории современного Кыргызского Тянь-Шаня:

- края Кокчетав-Северо-Тяньшаньского микроконтинента;
- Таласо-Каратауского террейна;
- северной (в современных координатах) окраины Палеотарима;
- Ишим-Нарынской ветви Центрально-Азиатского палеоокеана.

Среднепалеозойский структурный план изменился; на этом временном отрезке существуют:

- Киргизско-Казахский континент;
- Тарим (без Улутау- Северо-Тяньшаньского блока);
- разделявший их Туркестанский палеоокеан;
- северная окраина Афгано-Таджикского континента;
- Ягнобский (Зеравшанский) палеоокеанический бассейн.

Развитие и каледонид и герцинид Тянь-Шаня прошло в рамках полной реализации цикла Вильсона.

Мезозойская история определялась внутриплитными процессами осадконакопления и магматизма. С олигоцена территория Тянь-Шаня вовлекается в новейший орогенез.

5. Структурными элементами следующего порядка в пределах каждого структурного этажа являются автохтоны, параавтохтоны, аллохтоны и неавтохтоны. Составляющими их элементами являются геологические формации и структурно-вещественные комплексы различных геодинамических обстановок. Выделяются комплексы внутренних частей плит, зоны раздвижения (спрединга и континентального рифтинга), зоны пододвигания и надвигания (субдукции и обдукции), зоны столкновения (коллизии).

6. Легенда карты построена в виде матрицы, отражающей пространственно-временные соотношения структурно-вещественных единиц, определены геодинамические режимы и стадии развития. Для обозначения геодинамических обстановок использован цвет. Крап использован для обобщенной формационной характеристики крупных структурных единиц.

Р.А Максумова¹, А.В. Дженчураева²

Палеогеографические и палеотектонические реконструкции палеозойд Тянь-Шаня

Атлас литолого-палеогеографических карт является результатом анализа всех материалов по стратиграфии, палеонтологии, литологии, магма-

¹ Институт геологиии НАН КР Бишкек Киргизия.

² Агентство по геологиии г.Бишкек Киргизия.

тизму и седиментологии, накопленных за последние 30 лет по территории Кыргызстана. В нем учтены данные, полученные при производстве крупномасштабного картирования и тематических исследований, выполненных геологами Госагенства, Института геологии НАН КР, а также С-Петербургского университета.

Атлас состоит из 38 литолого-палеогеографических карт, которые сопровождаются конкретными литолого-стратиграфическими колонками, картами выходов по каждой системе. Карта тектонического районирования завершает комплект карт и является синтезом всего материала по строению и эволюции геологических процессов покровно-складчатого сооружения Тянь-Шаня.

Невозможно в рамках тезисов дать характеристику каждого временного среза, поэтому здесь отражены временные вехи основных перестроек.

Геодинамическое развитие земной коры Тянь-Шаня определялось взаимодействием слагающих ее континентальных блоков и океанических структур, входящих в систему океанов Палеоазиатского и Палеотетиса.

1. В позднем рифее территория Тянь-Шаня представляла собой фрагмент активной континентальной окраины Восточной Гондваны на границе с Палеоазиатским океаном. Маркировалась она протяженным поясом (от Урала через Тянь-Шань, Монголию – в южный Китай) кремнекислых вулканитов, сочетающихся с молассами и комагматичными гранитоидами. Существенный объем занимают игнимбриты и туфы.

Возникновение пояса связано с субдукционными процессами поддвига коры океана под край Восточной Гондваны.

2. В Синийское время геодинамика Тянь-Шаня определялась раздроблением и растяжением края Гондваны, возникновением периокеанической рифтовой системы, формированием трабеновых молассовых формаций, осадочно-вулканогенных, вулканогенных бимодальных с щелочным уклоном комплексов, тиллитов.

3. Синийский рифтогенез в конце венда привел к возникновению Ишим-Нарынской ветви Палеоазиатского океана. В аллохтонных фрагментах сохранились структурно-вещественные комплексы спрединговой зоны окраинного задугового Киргизско-Терскойского бассейна (формация толеитовых базальтов и кремней кембрийско-раннеордовикского возраста) энсиматической островной дуги того же возраста, где происходила интенсивная вулканическая деятельность с образованием вулканитов и толеитов слабо дифференцированной известково-щелочной серии.

4. В тремадоке-арениге произошла коллизия симатической дуги с Кочетав-Северо-Тяньшанским микроконтинентом, а продолжающаяся субдукция под композитный микроконтинент в среднем ордовике привела к формированию энсиалической островной дуги с вулканитами дифференцированной известково-щелочной и субщелочной серией. Большой объем в составе комплексов составляют лавы, лавобрекчий андезитового состава, затем риолиты и дациты. Ассоциируют они с турбидитовыми отложениями преддуговых и задуговых бассейнов.

5. Субдукционные процессы в конце среднего и позднего ордовика-силура сменились коллизионными с гранитообразованием и накоплением моласс и завершились формированием крупного Киргизско-Казахского каледонского микроконтинента, состоящего из континентальных блоков и аккретированных к ним островодужных систем.

6. Конвергентные процессы в Ишим-Нарынском палеоокеаническом бассейне привели к раскрытию Туркестанской ветви Палеоазиатского океана в конце раннего ордовика. Пакеты шарьяжных пластин океанических рифтовых структур, формаций абиссальных равнин, островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов образуют северный (Букантау-Кокшаальский) надвиговой пояс на краю Алай-Таримского континента.

Собственно океанические комплексы составляют мощные серии толеитовых базальтов с кремнями и рифогенными известняками океанических островов, а также кремнисто-терригенные формации S-D.

Среди вулканогенных пород островных дуг и сопровождающих их преддуговых и задуговых бассейнов преобладают диабазовые порфириты, но встречаются и кислые разновидности. С вулканогенными породами ассоциируют глинисто-серицитовые, хлоритовые, кремнистые сланцы, рифогенные известняки и доломиты, грауваковые толщи флишеидных фаций. Возраст формаций S-C₁.

К тому же времени (возможно несколько раньше) относится и открытие Ягнобского палеоокеанического бассейна, относящегося к Палеотетису. Покровные чешуи, состоящие из комплексов островных дуг и задугового бассейна, образуют южный (Восточно-Алайский) надвиговой пояс на Алай-Таримский континент. Комплексы сложены диабазами, базальтовыми порфиритами, туфами, песчаниками, известняками S-D, S-C₁.

Субдукционные процессы в Туркестанском палеоокеане начались в раннем силуре и привели к формированию силурийских и силур-раннедевонских островных дуг, аккретированных к Киргизско-Казахскому континенту. В раннем-среднем девоне пододвигание океанической коры под Киргизско-Казахский континент и аккретированную островную дугу привели к возникновению активной континентальной окраины (Бельтау-Кураминский вулcano-плутонический пояс): андийского типа. Существовала она по карбон включительно. Только на время D₃-C₁, эта окраина развивалась в пассивном режиме. Накапливались мощные карбонатные и терригенно карбонатные формации шельфа. Нижняя часть разреза пояса представлена базальтами и андезитами, переслаивающимися с песчаниками, гравелитами, конгломератами; средняя- андезитами и верхняя андезито-дацитами, дацитами и их туфами, а также их субщелочными разновидностями. Формировались они при вулканических извержениях центрального типа в аэральных условиях. На северной окраине Киргизско-Казахского континента возник аналогичный Бельтау-Кураминскому, девонский вулканический пояс, становление которого обязано субдукционным процессам в Джалаир-Найманском океаническом бассейне.

7. Субдукционные процессы в Ягнобском палеобассейне происходили

с середины карбона по ранний триас включительно под Афгано-Таджикский континент, на краю которого возникла магматическая дуга. Основание разрезов сложено липарит-дацитовыми вулканитами, затем базальтами, андезитами и дацитами. Вулканические породы сочетаются с терригенными прибрежно-морскими отложениями.

8. В среднем и позднем карбоне активно формируются комплексы предшарьяжного фронтального флиша и олистостром, налегающих на относительно глубоководные отложения. Формируется покровный северный надвиговой пояс.

С позднемосковского времени началось формирование неоавтохтона, запечатавшего покровы. В нижних частях разреза он сложен флишевыми формациями и нижней морской молассой C_2P_1 . Верхние части разрезов представлены уже континентальными молассами P_{1-2} , с проявлениями внутриплитного вулканизма, в структурах вторичного рифтогенеза тыловой части коллизионной зоны. Коллизия всех структурных элементов конца палеозоя привела к формированию Лавразийского суперконтинента, куда вошла и вся территория Тянь-Шаня, Казахстана, Сибири.

А.И. Малышев¹

Основное возражение против экстраполяции плитной тектоники в домезозойское время

В настоящее время представления о глобальной геодинамике так или иначе взаимосвязаны с концепцией плитной тектоники, которая без всяких ограничений экстраполируется в отдаленное прошлое Земли. Это обосновывается якобы актуалистическим подходом, которые в действительности подменяется принципом униформизма. Отрицание планетарной эволюции и прямая экстраполяция в отдаленное прошлое современных тектонических процессов представляет собой грубую методологическую ошибку.

Основное возражение против экстраполяции плитной тектоники в домезозойское время – это тот факт, что диссипативные процессы (процессы распада) в природе, как правило, необратимы.

Как известно, обширные пояса домезозойских эпох тектогенеза имеются на всех континентах. В то же время, по реконструкциям плитной тектоники в мезозой-кайнозой, в конце палеозоя – начале мезозоя существовал единый суперконтинент Пангея. В результате его мезозой-кайнозойского распада континентальная кора подверглась фрагментированию. При этом образовалось не менее шести крупных блоков континентальной коры, эволюция которых привела к формированию континентов

¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

в их современном состоянии. В настоящее время выделяется около 12 крупных литосферных плит, в состав которых входит как континентальная, так и океаническая кора. Имеются признаки как дальнейшего дробления крупных континентальных блоков (Красное море, Центрально-Африканский рифт), так и их объединения в результате коллизии (Индостан с Евразией).

Однако глобальная геодинамика в ее современном состоянии не предусматривает какой-либо закономерный механизм для повторного полного воссоединения всех фрагментов континентальной коры в единое целое. Вероятность их объединения в результате стохастического движения резко падает с увеличением числа сталкивающихся блоков. В частности, вероятность случайного объединения всех существующих ныне блоков континентальной коры в единое целое практически равна нулю, даже если игнорировать имеющиеся тенденции к их все большему дроблению.

Отсюда следует, что каждая эпоха «раскрытия океанов» и фрагментации континентальной коры по мезозой-кайнозойскому сценарию должна приводить к образованию некоторого числа свободных блоков континентальной коры, которые не смогут быть воссоединены при последующем «закрытии океанов», т.е. возможность полного рециклинга отсутствует. Поэтому чем больше предполагается количество циклов «раскрытия океанов», тем на большее число фрагментов должна быть раздроблена континентальная кора по окончании каждого последующего цикла.

Так как в конце палеозоя – начале мезозоя реконструируется лишь единый блок континентальной коры – Пангея, то отсюда следует, что в домезозойские времена эпох дробления континентальной коры по мезозойскому сценарию не было. В противном случае, если бы все циклы «раскрытия» и «закрытия» океанов, постулируемые для каледонской и герцинской эпох, в действительности имели бы место, то к началу мезозоя распадались бы уже нечему – вместо единого блока континентальной коры наблюдался бы хаос ее фрагментов в океанической коре.

А.И. Малышев¹, Л.К. Малышева²

Тектоника плит с точки зрения планетарной эволюции

Изучение эволюции планет земной группы представляет большой интерес для понимания глобальной динамики развития Земли. В настоящее время представления о глобальной геодинамике так или иначе взаимосвязаны с концепцией плитной тектоники, которая без всяких ограничений

¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

² Астрономическая обсерватория Уральского государственного университета (УрГУ), Екатеринбург, Россия.

экстраполируется в отдаленное прошлое Земли. Но ни на одной из планет Солнечной системы, несмотря на все поиски, пока не обнаружено сколь-либо существенных признаков плитной тектоники. Их не смогли обнаружить даже на Венере, которая по своим параметрам очень близка Земле. Все это заставляет предполагать, что земная тектоника плит представляет собой локальный эпизод в планетарной эволюции, который реализуется далеко не всегда. Даже для самой Земли веские доказательства того, что планетарная эволюция протекала в режиме тектоники плит, имеются лишь для последних 200 млн лет. Для региональной геодинамики Урала вопрос о том, насколько правомерно распространение тектоники плит в отдаленное прошлое, – чрезвычайно важен, так как структуры Урала имеют более древний возраст.

Планеты рождаются, живут и умирают. И в разные стадии развития на них протекают различные процессы. В наибольшей степени эволюции подвержены процессы гравитационной дифференциации вещества планеты. Начиная с момента ее образования, в формирующемся гравитационном поле протекает перераспределение вещества – под воздействием силы тяжести более тяжелые компоненты в своем стремлении к центру тяжести вытесняют более легкие. Энергетический эффект этого процесса определяется разностью плотностей между тяжелыми и легкими компонентами и достигает наибольших величин, во-первых, там, где сила тяжести максимальна, т.е. в приповерхностных частях планеты, а во-вторых, при вытеснении из глубин планеты наиболее легких компонентов, т.е. в ходе дегазационных процессов. В конечном счете вся гидросфера и атмосфера Земли была образована в ходе дегазации коры и верхней мантии.

В ходе гравитационного перераспределения планетарного вещества выделяется значительное количество тепловой энергии, что приводит к парциальному плавлению вещества в зонах гравитационной дифференциации. Появление жидкой фазы облегчает дегазационные процессы как на молекулярном уровне, так и в виде обособившихся и находящихся под высоким давлением газовых пузырьков. В результате процесс гравитационного перераспределения вещества еще больше усиливается с одновременным увеличением выделения тепловой энергии, позволяющей перевести в подвижное состояние все большее количество вещества окружающих пород за счет плавления и мобилизации газовой фазы. Поэтому вулканоматическую деятельность можно рассматривать как форму протекания планетарных дегазационных процессов. Из вышесказанного следует, что **планетарная эволюция в наибольшей степени должна прослеживаться в развитии дегазационных процессов, равно как и в форме их проявления – в магмотектонической активности.**

Считается, что все планеты образовались из однородного в первом приближении протопланетного облака, однако общая картина эволюции специфична для каждой планеты. Прежде всего, она зависит от планетарной массы, т.е. от того потенциала для протекания гравитационно-дифференционных процессов, который был заложен в ходе планетообра-

зования. Помимо этого, формы вулканической активности могут в значительной степени зависеть от физико-химических условий, царящих на поверхности планеты. Корректный учет этих обстоятельств, по нашему мнению, не только не мешает, но и способствует выявлению наиболее общих закономерностей планетарной эволюции.

Проиллюстрируем вышесказанное на примере одной из наиболее изученных планет Солнечной системы – Марса [2]. В своей эволюции Марс последовательно прошел через четыре стадии.

Первая стадия соответствует древней, предшествовавшей периоду интенсивной метеоритной бомбардировки, эпохе глобальной общепланетной дегазации с повсеместной вулканической деятельностью и формированием планетарного грязе-пирокластического чехла, который сохранился в древних сильнократерированных областях.

Затем Марс вошел во вторую стадию своего развития, соответствующую эпохе площадной планетарной дегазации, связанной с локализацией вулканоматмической деятельности в пределах отдельных регионов планеты, формированием протоматериковых образований Элизий и Фарсида и наращиванием в их пределах мощности грязепирокластов. В случае внедрения в чехол смерзшихся грязепирокластов магматических интрузий, происходило образование больших объемов высокообильных и горячих грязепирокластов, которые под большим давлением прорывались на поверхность планеты, формируя русла истечения шириной до 200 км при длине до 1500 км.

На заключительных этапах формирования протоконтинентов Марса происходили обширные извержения вулканитов среднего состава, для которых характерно скорее извержение пирокластических, чем лавовых потоков. Основания для этого дает анализ камней в районе посадки КА «Марс Пасфайндер» [1, 3].

После формирования протоконтинентов Фарсида и Элизиум Марс, миновав стадию линейной планетарной дегазации и магмотектонической активности – тектонику плит, – сразу вошел в стадию локальной вулканической деятельности, в ходе которой сформировались четыре крупнейших вулкана Солнечной системы. И завершила эндогенное развитие Марса продолжающаяся и сейчас стадия почти полного покоя.

Естественно считать, что Марс, имея в десять раз меньшую по сравнению с Землей массу, располагал меньшим потенциалом для развития дегазационных и магмотектонических процессов, что обусловило, во-первых, сравнительную кратковременность марсианской эволюции (эндогенные процессы на Марсе завершились многие сотни миллионов лет назад), а во-вторых, более усеченный по сравнению с Землей эволюционный цикл по стадиям дегазационного и магмотектонического процессов.

Можно предположить, что для Земли с ее большим дегазационным потенциалом и продолжающимися эндогенными процессами возможны следующие стадии развития: 1) эпоха общепланетной дегазации и повсеместной магмотектонической активности, приведшая к формированию

протопланетной (протоокеанической) коры; 2) эпоха локализации дегазационных и магмотектонических процессов в пределах отдельных площадей, обусловившая формирование протоконтинентов и древнейших платформ Земли; 3) эпоха локализации дегазационных и магмотектонических процессов в пределах поясов повышенной эндогенной активности; 4) эпоха линейной локализации дегазационных процессов и магмотектонической активности, приведшая к раскалыванию протоконтинентов Земли и к формированию срединговых и субдукционных структур на ее поверхности; 5) эпоха точечной локализации дегазационной и магмотектонической активности; 6) эпоха полного прекращения гравитационно-дифференциационных процессов в недрах планеты, и соответствующего прекращения проявлений магмотектонических процессов на ее поверхности.

В настоящее время Земля находится на четвертой из вышеперечисленных стадий развития, тогда как формирование геологических структур Урала было завершено на третьей стадии – в эпоху поясовой магмотектонической активности. Насколько эти рабочие предположения справедливы, покажет дальнейший анализ эволюции других планет и геодинамических структур Земли.

Литература

1. Базилевский А.Т., Маркевич В.Дж., Томас Н., Келлер Х.У. Морфология камней, исследованных с помощью спектрометра APXS в месте посадки КА «Марс Пасфайндер» // Астрон. вестн. 1999. Т.33, № 3. С.196–215.
2. Малышев А.И., Малышева Л.К. Эволюция Марса и проблемы геодинамики Земли // Ежегодник-1999. ИГиГ. Свердловск: ИГиГ УрО РАН. 2000. С.68–71.
3. Nikolaeva O. V., Abdrakhimov A. M. Rocks of Andesitic Composition at the Mars Pathfinder Site Reveal Chemical Analogy with Subduction-related Andesites of Earth // 30th Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 15-29, 1999, Houston, TX, abstract no. 1376.

А.В.Маринин¹

Некоторые особенности позднеальпийской структуры Северо-Западного Кавказа

В составе тектодинамического отряда МГУ автор проводил специальные структурно-кинематические исследования макро- и мезоструктурных форм. В результате исследований было получено подтверждение отмечаемых ранее черт позднеальпийской тектонической структуры Северо-Западного Кавказа и выявлен ряд ее новых особенностей.

При рассмотрении современной структуры Северо-Западного Кавказа обращает на себя внимание тот факт, что линейные элементы позднеальпийской тектоники косо секут выделяемые здесь [2,6,7] структурно-

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

фациальные зоны. Мезозойско-палеогеновая палеогеографическая зональность имеет в основном СЗ ориентировку границ, а позднеальпийские линейные элементы имеют ориентировку от ЗСЗ до субширотной. Это хорошо видно к северо-западу от р. Псекупс, где на продолжение Гойтхской структурно-фациальной мегазоны косо накладываются кайнозойские отложения Западно-Кубанского передового прогиба. При этом Главный Кавказский хребет, на востоке выраженный поднятием Гойтхского антиклинория и сложенный отложениями одноименной структурно-фациальной зоны, к западу продолжается поднятием Семигорской антиклинальной зоны и сложен образованиями уже Новороссийско-Лазаревской структурно-фациальной зоны.

В результате полевых тектонофизических исследований (с использованием методики парагенетического анализа кинематической трещиноватости [4]) удалось зафиксировать кинематические индикаторы трех основных тектонических полей напряжений, связанных с воздействием тангенциального сжатия северо-восточной, северо-западной и субмеридиональной ориентировки [5].

Позднеальпийский макроструктурный рисунок Северо-Западного Кавказа определяется широким развитием линейных складок общего смятия в основном СЗ и субширотного простираения, возникших под воздействием северо-восточного и субширотного сжимающих напряжений. В Новороссийском синклинии осевые поверхности складок имеют падения на север или на северо-восток. Складки сопровождаются развитием на крыльях взбросовых и сбросовых дислокаций, часто с большим элементом сдвиговой составляющей.

Исследование распределения дизъюнктивных мезоструктур [4] (малоамплитудные разрывы, зеркала скольжения, трещины отрыва, секущие стилолиты и др.) показывает, что большинство из них, в том числе широко развитые на крыльях складок субпослойные зеркала скольжения и малоамплитудные разрывы различного типа, образовывались непосредственно в процессе складкообразования и образует закономерные сочетания между собой и с элементами складчатой структуры. Секущие зеркала скольжения взбросового, сбросового и сдвигового типов на крыльях крупных складок образуют единые парагенезы квазипластического растекания материала под воздействием северо-восточного и субширотного сжимающих напряжений и, по-видимому, образовывались, так же, как и вышеописанные мезоструктуры, непосредственно в процессе складкообразования.

Особняком стоят мезоструктуры в зонах региональных разрывных нарушений. Особенности распределения мезоструктур в районе крупных надвигов позволяют предполагать различие времени окончания их формирования и формирования складчатой структуры. Фронт таких надвигов, например Джанхотского, косо перекрывает складчатые структуры автотона. Фиксируемые вблизи надвигов зеркала скольжения секут складчатую структуру, обычно образуя устойчивый максимум как в ядре, так и на обоих крыльях складчатой структуры с одинаковыми пологими эле-

ментами залегания. Здесь же наблюдаются и соскладчатые кинематические индикаторы, которые образуют на крыльях и в ядрах складок устойчивые парагенезы, напрямую зависящие от залегания слоистости.

От «соскладчатых» мезоструктур отличаются и фиксируемые структурно-кинематические парагенезы в зонах крупных сдвиговых дислокаций. Для позднеальпийской структуры Северо-Западного Кавказа давно было установлено [1, 3] и сейчас подтверждается [5] широкое развитие правосдвиговых дизъюнктивов. Среди них выделяются: 1) системы диагональных правых сдвигов ССЗ простираения, косо ориентированные к простираению линейных складок и сопровождающих их надвигов (Тугупсинский взбросо-сдвиг и др.); иногда они группируются в региональные сдвиговые зоны (Баканско-Пшадская и др.); 2) продольные правые сдвиги ЗСЗ («общекавказского») простираения, часто разделяющие сближенные структурно-фациальные зоны и подзоны (Шебшский, Безепский и Бекишейский взбросо-сдвиги и др.); 3) системы правых сдвигов субмеридионального или ССВ простираения (например, Туапсинская сдвиговая зона, установленная Ч.Б. Борукаевым [1] и подтвержденная замерами мезоструктур на Кадошском мысу, где эта сдвиговая зона представлена серией субмеридиональных правосдвиговых нарушений с амплитудой от 3 до 12 см и с отчетливыми зеркалами скольжения сдвигового типа). При этом системы диагональных и субмеридиональных сдвигов, как и у описанных выше принадлежностей мезоструктур, не обнаруживают отчетливой связи со слоистостью и могут быть отнесены к позднекладчатым стадиям сдвигообразования.

Для позднеальпийской структуры Северо-Западного Кавказа устанавливается также наличие субширотной системы левых сдвигов (например, Беттинская левосдвиговая зона), парагенетически связанной с системой субмеридиональных правых сдвигов.

Сильная реологическая расслоенность и наличие в разрезе пластичных глиняных толщ способствуют широкому развитию на Северо-Западном Кавказе процессов дисгармонии и диапиризма. Региональными горизонтами дисгармонии являются глиняные толщи нижней–средней юры, нижнего мела и палеогена. Различие литофизических свойств пластичных нижнемеловых толщ и более «жестких» толщ карбонатного флиша во многом определяет характер тектоники Новороссийского синклинория. Глинистые толщи нижнего мела часто деформируются вязко и пластически, тогда как флишевые комплексы мела – квазипластически, с реализацией процессов скалывания, сплющивания, тектодинамического вращения и тектонического течения. Так, в ядрах антиклинальных структур происходит вторичное увеличение мощностей пластичных глинистых толщ по сравнению со смежными синклиналями. На крыльях фиксируются нарушения сбросового типа, характерные для диапировой тектоники. В западной части Северо-Западного Кавказа голоморфная складчатость сменяется прерывистой, характеризующейся гребневидными антиклиналями с «активными» линейно-диапировыми нижнемеловыми ядрами. В центральной части около сел. Пшад, по данным В.И. Резникова, пластич-

ные толщи нижнего мела, как бы «выплескиваясь», слагают серию довольно пологих надвигов на верхнемеловых отложениях.

По ряду признаков можно предположить и латеральный транспорт в северо-западном направлении. По результатам структурно-кинематических исследований в областях разгрузки фиксируется СЗ сжатие, особенно хорошо проявленное на поперечных структурах типа Анапской или Туапсинской [5]. В молодых отложениях западной части Северо-Западного Кавказа северо-западное сжимающее напряжение становится главным.

Литература

1. Борукаев Ч.Б., Дьяконов А.И. О Туапсинской зоне поперечных сдвигов (Северо-Западный Кавказ) // ДАН СССР. 1964. Т.155, №3. С.552–554.
2. Лаврищев В.А., Греков И.Я. Тектонические покровы Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т.1. Новочеркасск, 1999. С.57–64.
3. Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С.95–106.
4. 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.
5. Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т.1. Новочеркасск, 1999. С.69–73.
6. Шарданов А.Н., Борукаев Ч.Б. Тектоника: Альпийская складчатая система. Таманский полуостров и Западный Кавказ // Геология СССР. Т.9: Северный Кавказ. М.:Недра, 1968. С.594–606.
7. Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Борукаев Ч.Б., Ломизе М.Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа // Геология Центрального и Западного Кавказа.М., 1962. С.5–33.

П.П. Медведев¹, С.В. Крюков¹, В.Н. Татарinov¹

Система обработки спутниковых данных GPS и ГЛОНАСС наблюдений за современными тектоническими процессами

Исследование закономерностей пространственно-временного изменения современных движений земной коры, определение соотношения величин региональных и локальных составляющих тектонических движений, вызванных структурно-иерархической неоднородностью геологической среды, являются одними из главных задач геодинамических исследований. Применение GPS-технологий космической геодезии в различных прикладных и фундаментальных исследованиях доказало высокую эффективность использования высокоточных (с ошибкой порядка 1 мм) фазовых измерений несущей навигационного сигнала. Они отличаются

¹ Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия.

высокими метрологическими характеристиками, всепогодностью измерений, синхронностью наблюдений на всех пунктах, высокоразвитой системой программного обеспечения процедуры обработки результатов наблюдений [1].

Цель работ, начатых в 1999 г. при поддержке фонда РФФИ (проект 99-0790092), состоит в создании системы обработки спутниковых измерений GPS и ГЛОНАСС с удаленным доступом на базе пакетов GAMIT и GIPSY-OASIS-II для использования в фундаментальных и прикладных геодинамических исследованиях. Работы включают в себя следующие основные блоки задач: инсталляцию пакета программ пакетов GAMIT и GIPSY-OASIS-II на серверах ГЦ РАН на платформах SUN (ОС Solaris), PC Pentium II (ОС Linux), связанных между собой сетевой поддержкой; создание базы данных для хранения и обновления информации о точных эфемеридах спутников, файлов наблюдений на пунктах IGS сети и другой информации; разработку новых программных модулей для обработки измерений спутников ГЛОНАСС; разработку интерфейсных форм потребителей для решения задач в режиме удаленного доступа; проведение экспериментальных наблюдений в различных регионах РФ и в различных режимах; выполнение расчетов на фактическом экспериментальном материале.

Из опыта обработки фазовых измерений GPS и псевдодалностей обеих навигационных систем следует, что значительные трудности обработки фазовых измерений связаны с необходимостью нейтрализации всех мешающих факторов (ошибок), вызванных причинами различной природы: влиянием внешней среды, особенностями получения фазовых измерений в приемниках с низкостабильными (по сравнению с атомными) кварцевыми генераторами частоты, разными системами отсчета координат и времени навигационных комплексов ГЛОНАСС и GPS, разночастотностью несущих навигационного сигнала системы ГЛОНАСС и т.д [2]. От решения этой проблемы и зависит в основном точность обработки данных, особенно если учесть очень маленький тренд современных тектонических движений на платформенных территориях.

В настоящее время выполнены следующие этапы работ:

- разработана общая структура построения системы обработки и интерфейсные формы пользователей;
- написаны модули прикладных программ для наполнения базы данных и рабочего пространства дискового накопителя исходными данными;
- инсталлированы и отлажены системы GAMIT-L (версия 9.8.2) на трех компьютерах в локальной сети и организована сетевая связь с WWW-сервером SUN;
- проведена экспериментальная обработка GPS-измерений по астрономо-геодезической сети на территории центра европейской части России в режимах локального и удаленного доступа с использованием платформы SUN .
- на основе результатов GPS-наблюдений выполнены расчеты определения координат и базисных линий геодинамических сетей на ряде

объектов ядерно-топливного цикла РФ (Калининская, Нововоронежская и Ростовская АЭС) [3, 4].

На GPS-сайте ГЦ РАН поддерживается информационная страница, обеспечивающая доступ к гипертекстовой базе данных (<http://geo.web.ru/>), отражающей современное состояние GPS-исследований в геодинاميке.

Расчеты на основе пакета GAMIT с использованием GMT-визуализации показали, что ошибки при уравнивании сети не превысили 0,001–0,0015 мм на базах до 2000 км. Эти эксперименты выявили ряд сложностей в организации автоматизированной обработки такого рода задач. Это связано прежде всего со сложностью используемых пакетов программ и заложенным при их создании диалоговым управлением вычислительным процессом с терминала.

Существенной новизной системы по сравнению с используемыми в ней известными пакетами программ GAMIT и GIPSY/OASIS-II, является, по нашему мнению, предполагаемое включение в ее состав программных средств, расширяющих возможности базовых пакетов. К ним относятся модули, обеспечивающие:

преобразование координат в любую из известных локальных координатных систем, включая используемые в России;

вычисления детальных высот геоида и других характеристик аномального гравитационного поля Земли по коэффициентам разложения гравитационного потенциала в ряд по сферическим функциям для произвольной точки земной поверхности с учетом поправок за влияние приливов в твердой Земле;

обработки измерительной информации со спутников российской системы ГЛОНАСС.

Таким образом, успешное завершение начатых работ позволит обеспечить российских ученых инструментом, позволяющим исследовать геодинамические процессы в верхней части Земной коры на основе космических наблюдений в режиме удаленного доступа. Учитывая, что в России, да и за рубежом, отсутствуют пакеты такого рода, решение поставленной задачи позволило бы осуществить самое широкое внедрение выполненной разработки при реализации научных и прикладных отечественных и зарубежных тектонических проектов, связанных с координатными определениями и определениями скоростей современных неотектонических движений.

Литература

1. Медведев П.П., Баранов И.С. Глобальные космические навигационные системы (геодезическое использование): Итоги науки и техники. ВИНТИ, М.: 1993, 158с.
2. Крюков С.В. Исследование точностных возможностей совместной оптимальной обработки дискретных разнородных измерений. //Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 1995. № 4. С. 84–99.
3. Татаринов В.Н., Лопанчук А.А. Определение характеристик современных движений земной коры применительно к объектам ядерно-топливного цикла. // Горн. Вест. 1998. №5. С. 9–13.
4. Morozov V.N., Tatarinov V.N. Prediction of Modern Cructal Movements in the Areas Nuclear Power Plant. XXIII General Assembly IUGG. Birmingham, 1999. 1508-05.

Природа основных особенностей общепланетарной тектоники и геодинамики неогея Земли в ее глобальных ротационных геодинамических механизмах

Геология на сегодняшний день накопила практически необозримое количество данных или фактов по всем своим многочисленным отраслям, в том числе, по тектонике и геодинамике всех регионов земного шара сначала по всей суше, а в последние годы и по подавляющей части морей и океанов. Выдающиеся ученые (Арган, Геттон, Штилле, Вегенер и др.) в прошлом неоднократно предпринимали попытки суммировать накопленные на тот или иной момент сведения или факты по тектонике Земли в виде предлагаемых тектонических или геодинамических моделей, объясняющих эти факты. К сожалению, ни одна из предлагавшихся в прошлом моделей, включая и наиболее популярную в настоящее время модель плейттектоники, не приблизилась к удовлетворяющей всех общепризнанной теории Земли, к чему были призваны стремиться. Объясняется это, с нашей точки зрения, не только сложностью задачи и недостаточной полнотой сведений по ее решению, но и некоторой узостью общих взглядов на Землю в целом.

Подавляющее большинство накопленных геологией данных относится к самой верхней приповерхностной оболочке Земли – земной коре, составляющей менее одной сотой радиуса земного шара. Возможно этим излишне «поверхностным» взглядом объясняется едва ли не полное игнорирование в тектонике и геодинамике даже предельно скудных имеющихся сведений о более внутренних оболочках (геосферах) Земли, в частности, – о его внешнем жидком и внутреннем твердом ядре. По существу, проигнорированным в этих науках является даже общеизвестное со времен Коперника вращение (ротация) Земли вокруг своей оси и Солнца.

При таком, явно ущербном подходе не удивительным поэтому оказалось отсутствие удовлетворительного объяснения даже таких многих, давно установленных, важных данных по тектонике наиболее изученной геологией приповерхностной части земной коры – тектонике неогея.

1. Четко выраженный циклически-прерывистый эволюционно-революционный пространственно-временной характер проявления тектогенеза в неогее, обусловивший обособление в нем по меньшей мере трех эпох (этапов) общепланетарной активизации тектонических процессов – каледонской, герцинской и альпийской, приведший к образованию на дневной поверхности крупных (глобального размера) линейно вытянутых горно-складчатых сооружений (поясов) – соответственно, каледонид, герцинид и альпид.

2. Возникновение и длительное, почти в течение всего неогея, существование двух крупных (общепланетарных), целостно-единых, антиподно

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия.

расположенных на поверхности земного шара праматериков – Лавразии в северном полушарии, Гондваны в южном, распавшихся в мезозое на примерно одинаковое число (4–5) «осколков» или частей каждый, ставших (обособившихся) современными материками (континентами).

3. Возникшие по краям или внутри праматериков линейные горно-складчатые пояса – каледониды, герциниды и альпиды – отличались при образовании и зачастую сохранили до сих пор два взаимно перпендикулярных направления в своем простирании – субмеридиональное и субширотное.

4. Исключительно специфические тектонические образования – системы: глубоководный желоб – островная дуга – окраинное море, – возникшие в неогее в зоне перехода континент-океан, расположены лишь вдоль восточных и обращенных к экватору окраинах современных континентов и полностью отсутствуют вдоль западных их окраин.

5. Одновременное действие в земной коре в ее общем тектоническом развитии двух противоположно направленных процессов – растяжения с образованием новой океанической коры и сжатия с образованием зон скучивания, складкообразования и метаморфизма, ведущих в конечном счете к возникновению и становлению крупных горно-складчатых поясов.

Перечисленные особенности тектоники неогее Земли, как и многие другие, явно имеющие общепланетарный (глобальный) характер, не могут быть объяснены без учета строения и геодинамики всей планеты, без учета ее ротационного режима, прежде всего вращения ее вокруг своей оси с запада на восток. Наилучшим объяснением этого с нашей точки зрения являются пять ротационных геодинамических механизмов предлагаемой нами [1–6] новой ротационной геодинамической модели, а именно: ротогенеза, дрейфогенеза, пассивного и активного рифтогенеза и сепаратогенеза (геосферогенеза).

Вызываемый вращением (ротацией) Земли вокруг своей оси сепаратогенез – сепарация слагающего планету материала в ее гравитационном поле – приводит к естественному разделению этого материала на более легкую и тяжелую составляющие, к подъему легкого и опусканию тяжелого с образованием более легких верхних геосферных оболочек – литосферы, гидросферы и атмосферы и тяжелых внутренних оболочек – верхней и нижней мантии, верхнего и нижнего ядра. За счет все той же сепарации исходного материала в верхних приповерхностных оболочках в период их полного расплавления и последующего остывания литосфера начала формироваться в приполярных областях, как более холодных и стабильных по сравнению с горячей и подвижной приэкваториальной областью, обусловив таким образом зарождение и последующее разрастание литосферных приполярных «шапок» – будущих праматериков Лавразии и Гондваны.

В дальнейшем продолжавшийся сепаратогенез верхней мантии привел к ее разуплотнению, увеличению объема и радиальному растрескиванию (рифтогенезу) ставших тесными литосферных шапок. Наконец, в неогее приполярные литосферные шапки – праматерики Лавразия и Гондвана

распались на ряд нескольких самостоятельных секторов-обломков, устремившихся под действием центробежных сил на поверхности вращающейся планеты в общем направлении от полюсов к экватору (дрифтогенез), обусловив тем самым образование современных материков-континентов с континентальной корой под ними и океанической корой между ними, а непрерывно продолжавшееся разуплотнение и увеличение объема верхней мантии под сформировавшейся к тому времени повсеместно мозаичной континентально-океанической литосферой сосредоточилось в срединно-океанических хребтах в возникших между континентами океанических бассейнах, продолжая наращивать там океаническую кору как результат действия отвечающего этому процессу ротационного геодинамического механизма, именуемого пассивным рифтогенезом.

В образовавшихся вдоль окраин праматериков Лавразии и Гондваны прогибах началось интенсивное накопление осадков, сносимых с вышедших праматериков. За счет перемещения праматериков от полюсов к экватору (дрифтогенез), особенно усилившегося после распада праматериков, накопившиеся в периферийных прогибах осадки претерпели интенсивное складкообразование, сформировав протяженные субширотного простирающие горно-складчатые пояса, а в образовавшихся в результате рифтогенеза приполярных праматериков Лавразии и Гондваны радиальных прогибах возникли субмеридиональные горно-складчатые пояса, но за счет закрытия этих прогибов вследствие другого ротационного геодинамического механизма – ротогенеза, суть которого состояла и состоит до сих пор в более быстром вращении с запада на восток внутренних оболочек по сравнению с внешними, в проскальзывании относительно друг друга на смежных между ними границах. Эффект более быстрого вращения внутренних оболочек по сравнению с внешними возникает и усиливается как результат все того же сепаратогенеза (геосферогенеза), ведущего к раскручиванию внутренних и замедлению вращения внешних оболочек [3]. Более быстрое вращение внутреннего твердого ядра относительно остальной внешней части планеты недавно получил инструментальное подтверждение [7].

Ротогенез и дрифтогенез совместно или каждый в отдельности формировали в неогее все горно-складчатые пояса путем субгоризонтально ориентированного сгущивания осадочного материала в прогибах. В результате такого сгущивания из интенсивно дислоцированных осадков на месте прогибов возникают высокие горные сооружения, а под ними – так называемые «корни гор», глубоко проникающие в подстилающую земную кору горизонты, до верхней мантии включительно. Ротогенез и дрифтогенез, действуя на эти постепенно углубляющиеся «корни гор», по достижении некоторого предела прочности отрывают их от примыкающего к ним континента и перемещают соответствующий им горно-складчатый пояс к востоку, в случае ротогенеза, и в сторону экватора, в случае дрифтогенеза. В результате и образуются системы: глубоководный желоб–островная дуга –окраинное море вдоль восточных и обращенных к экватору окраин

континентов. Гирляндоподобный характер расположения островодужных систем в наиболее типичном своем развитии вдоль восточного побережья Азиатского континента – результат взаимного наложения ротогенеза и дрейфогенеза при их воздействии на орогенно-складчатые пояса, образовавшиеся вдоль окраин Азиатского континента [4].

Наконец, циклически повторяющийся характер эпох складкообразования в неогее лучше и естественнее объясняется неравномерностью скорости вращения нашей планеты – периодической сменой ускорения и замедления. По всей видимости, эпохи интенсивного складкообразования отвечают этапам существенного ускорения вращения планеты.

Литература

1. Мельников О.А. Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм. Южно-Сахалинск, 1978. С.27–32.
2. Мельников О.А. О динамике островных дуг на примере особенностей строения Сахалино-Японской островной дуги // Тихоокеан. Геология. 1982. №6. С.106–108.
3. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.
4. Мельников О.А. О механизме образования островных дуг Северо-Запада Тихого океана // Тихоокеан. Геология. 1988. №3. С.–13.
5. Melnikov O.A. A Rotational Geospheric Dynamic Model of the Earth. Part I-III //Newsletter New Concepts in Global Tectonics, 1998, №3. P.24–27, №4. P.19–23, №5. P.20–25.
6. Melnikov O.A. A new Global Rotational Model of the Earth - the Most Perspective Alternative of the Modern Plate tectonics Model //Proceedings of International Symposium on New Concepts in Global Tectonics. Tsukuba, Japan, 1998. P.69–75.
7. Song X., Richards P.G. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core //Nature. 1996. V.382, № 6588. P.221–224.

Ю.И. Мельниченко¹

Морфотектоническая эволюция подводного хребта Кюсю-Палау

В 80–90 годах в Филиппинском море проведен обширный комплекс полигонных работ, который включал батиметрические измерения, сейсмопрофилирование, гравиметрию, магнитометрию. В зоне сочленения орогенной системы Кюсю-Палау (КП) с Центральным разломом Филиппинской котловины были практически изучены все возвышенности. На глубинах от 900 до 5100 м с подводных гор поднят богатый каменный материал. В этой зоне обнаружены крупные постройки щитовых вулканов и стратовулканы, сложенные продуктами субщелочного магматизма. Результаты этих исследований вносят существенные коррективы в представления о происхождении и развитии орогена Кюсю-Палау (КП) [1, 2].

По морфологическому облику система КП в целом, за исключением

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.

блока Палау, не вписывается в традиционное представление о «стандартных» островных дугах с двойной системой хребтов. Эта особенность, вероятно, является следствием структурного положения отдельных звеньев КП, предопределившего их происхождение и дальнейшее развитие. Северное КП (хребет Северный), ориентированное по направлению СЗ 325°, можно рассматривать как крайнее юго-восточное звено сквозного морфолинеамента, протягивающегося в северо-западном направлении за пределы Филиппинской котловины. Центральная часть КП (хребет Центральный), простираем ЮЮЗ–ССВ 15–27°, генетически связывается с зоной разлома Софуган. Сквозной меридиональный морфолинеамент организует геоморфоструктуры Южного КП (хребет Южный) и хребта Палау. Природа этих трансрегиональных линеаментов связана, вероятно, с сеткой планетарных разломов, которые служили постоянным тектоническим каркасом для разрядки напряжений в процессе геологической эволюции региона [3]. Результатом разрядки стало формирование морфотектонического комплекса Кюсю–Палау.

Как показывают материалы исследований, морфотектонический комплекс орогенной системы образует парагенетическая совокупность морфоструктур разных генетических типов и возрастов, которые объединяются в морфоструктурные ассоциации. Ведущая роль в этом комплексе принадлежит вулканогенным ассоциациям. По структурно-генетическим признакам автором выделяются рифтогенная позднемиоценовая–эоценовая (?) ассоциация, островодужная позднеэоцен (?)–раннеолигоценовая ассоциация и тафрогенная позднеолигоцен–раннемиоценовая вулканогенная ассоциация.

Первая представлена группой щитовых вулканов и связанных с ними вулканотектонических структур. Они локализируются в пределах Центрального хребта исключительно севернее сочленения КП с Центральным разломом. Вулканические постройки сложены породами (базальты, трахиандезиты, трахиты), которые наиболее близки породам толеитовой ассоциации океанических островов. Считается, что подобные образования формируются в зонах растяжения земной коры.

Островодужная ассоциация представлена стратовулканами. Вулканические породы стратовулканов этой ассоциации по своим петрохимическим особенностям наиболее близки к образованиям известково-щелочной серии островных дуг и образуют единую серию породот базальтов до дацитов. Стратовулканами этого типа образована морфоструктура Южного хребта. Севернее зоны сочленения отмечаются лишь единичные вулканические структуры этой ассоциации.

Тафрогенная ассоциация включает стратовулканы, по форме близкие к линейным сводам, и сопровождающие их депрессии, которые поперек пересекают систему КП. Вулканические породы этих образований образуют серию от базальтов до трахитов, которые по петрохимическим особенностям относятся к ассоциации щелочных базальтов.

Внедрение поздних субщелочных базальтоидов завершают этап магматического развития орогена КП. Их появление свидетельствует о переходе горной страны в посторогенную (тафрогенную) стадию тектонического развития. Для нее характерен распад страны на глыбы по крупным системам нарушений. Наиболее яркий результат этих процессов представляет линейный горст хребта Северного. Морфоструктуры, образованные в результате дизъюнктивных дислокаций (горсты, трюги, грабены, оползни и другие приразломные структуры) объединяются в позднеолигоцен–нижнемиоценовую дизъюнктивную ассоциацию.

Таким образом система КП представляет собой гетерогенное образование, которое формировалось в течение длительного геологического времени в изменяющихся геодинамических условиях. Ее основу составляют семейства вулканогенных морфоструктур, образованных тремя разными петрохимическими ассоциациями вулканитов. Они составляют эволюционный ряд, который отвечает нормальному гомодромному вулканическому циклу. Характер распределения вышеназванных ассоциаций вулканических структур указывает на глубокие различия в происхождении и развитии рельефа отдельных частей хребта. Рельеф центральной части формировался в зоне разлома океанической коры (зона Софуган), который проникал на большие глубины.

Возможно, это была рифтогенная структура, которая отличалась хорошей проницаемостью для магмы. Ее растяжение привело к быстрому подъему и излияниям базальтов в мелководных условиях морского бассейна. В результате рифт эволюционировал в подводный ороген (зачатки островной дуги) с заметными по мощности (до 6 км) базальтовыми корнями. Южное КП, напротив, развивалось в обстановке сжатия, что способствовало образованию близповерхностных магматических очагов. Это привело к мощным извержениям в субазральной обстановке базальтов и андезито-базальтов, результатом которых стало развитие аккумулятивных построек стратовулканов I-го морфогенетического типа. Одновременно подновляется разлом Софуган, в зоне которого также появляются единичные постройки стратовулканов I. Условия сжатия способствовали консолидации разобщенных вулканических структур в островодужный ороген.

Неизвестным остается ранний период развития рельефа Северного КП. В геологической летописи отмечаются следы лишь отдельных эпизодов. К ним относятся развитие аккумулятивной вулканогенной суперструктуры хребта и ее экзогенная деструкция. В настоящем на земной поверхности обнажается субструктура этой части хребта. Ее формирование автор предположительно связывает с развитием поднятий группы Дайто, эволюция рельефа которых происходила на фоне тектонических событий, имевших место в Западно-Филиппинской котловине. Выделению Северного КП в качестве структурного элемента хребта способствовали тектонические события, связанные с формированием котловины Паресе-Вела. В дальнейшем развитие рельефа этой части хребта осуществляется по сценарию тектонической деструкции.

Те же процессы обусловили эндогенную деструкцию рельефа и остальной части орогена. Начальным событием этого процесса было излияние в мелководной обстановке базальтов повышенной щелочности и их дифференциатов (трахиандезитов и трахитов), что привело к развитию вулканических сводов – аккумулятивных построек стратовулканов II морфогенетического типа. Вулканизм сопровождался обрушением (деструкцией) вулканотектонического поднятия в узких поперечных рамах телескопированных грабен. По структурному положению и месту в общем эволюционном ряду стратовулканы этого типа являются наложенными по отношению к общей геоморфоструктуре хребта. Формирование стратовулканов этого типа рассматривается автором как завершающий эпизод активного вулканогенного развития рельефа хребта.

Особенность вулканического цикла КП заключается в том, что его отдельные фазы, соответствующие разным тектоническим фазам, в хронологической последовательности проявлялись раздельно в разных морфотектонических системах. Только с течением времени произошла пространственная организация морфоструктур разных морфогенетических типов с характерным для них рельефом земной поверхности в единую орогенную систему. Поэтому в рельефе хребта наблюдается необычная линейно-блоковая морфологическая зональность. Деструкция хребта, вызванная тектоническими процессами, которые происходили в смежных морфотектонических системах, сопровождается появлением наложенных морфоструктур, осложняющих рельеф КП.

Таким образом, возраст рельефа хребта Кюсю-Палау, соответствующий времени его активного формирования (собственное время рельефа), определяется примерно от маастрихта (73 млн лет) до раннего миоцена (около 24 млн лет). Морфоструктура хребта за этот период пережила историю своего зарождения, время зрелости и начало эндогенной деструкции. Развитие рельефа укладывается в полный морфотектонический цикл, который отвечает раннегималайскому субциклу орогенических движений, выделяемого в кайнозойской истории Восточного Китая.

Наиболее интенсивные движения отмечены на границах субциклов. Первая фаза морфотектонического цикла хребта совпадает с движениями Килун, которые начались в маастрихте. Они соответствуют Яньшанским (Идзуми) тектоническим движениям (ларамийская складчатость), проявившимся в Восточной Азии в мелу–эоцене. Вторая фаза морфотектонического цикла соответствует первому эпизоду гималайских движений (пиренейская складчатость), который отмечается внутри раннегималайского субцикла. Он обычно наблюдается на рубеже эоцена и олигоцена. Вехой в тектоническом развитии хребта является граница между олигоценом и миоценом, когда начались блоковые дислокации геоморфоструктуры (третья заключительная фаза морфотектонического цикла). Они соответствуют второму эпизоду гималайских движений, сформировавших основное несогласие в основании позднегималайского субцикла. Это время образования начальных трещин и время спрединга в бассейнах Паресе-Вела и Сикоку.

Начиная с раннего миоцена и до среднего миоцена, общей продолжительностью около 12–13 млн лет, ороген КП участвует в формировании и развитии этих морфотектонических систем в качестве пассивного элемента, подвергаясь в условиях тектонической деструкции механическому дроблению и погружению. Погружение его отдельных блоков оценивается нами в 1,5–2 км.

Литература

1. Мельниченко Ю.И., Сваричевский А.С., Съедин, В.Т., Точилина С.В. Рельеф хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны Владивосток. Дальнаука, 1999. С. 35.
2. Melnichenko Y., Popova I., S'edin V., Tochilina S. Geomorphologic characteristics of the Kyushu-Palau Ridge, Philippine Sea // Z. Geomorph. N.F. 1999. V.118. P. 183–192.
3. Кулинич Р.Г. Роль сквозных тектонических линейментов в строении и эволюции Филиппинской плиты // Геодинамические исследования. Тектоника восточно-азиатских окраинных морей. М., 1988, № 11. С.95–101.

А.В.Мигурский¹

«Сухие», «мокрые» рифты, трапповые впадины и парадокс преобладания напряжений сжатия в литосфере Земли

Частое проявление платобазальтов в пределах или вблизи рифтовых структур в значительной мере роднит их с трапповыми впадинами. Но между ними имеются и различия.

Для рифтов больше характерен бимодальный магматизм. Однако нередко кислые дериваты отсутствуют. Магматическая активность внутри конкретных рифтов проявляется неравномерно. Повышенные объемы интрузий и эффузий тяготеют к участкам пересечения продольных и поперечных разрывов и часто концентрируются в трансферных зонах, между отдельными звеньями рифтов [4]. Кроме того, «наблюдается тенденция к смещению тектонической и магматической активности от краевой зоны к центру рифта» [1, с. 31] с одновременным снижением щелочности пород вплоть до толеитов [3].

Неравномерность проявлений магматизма фиксируется и между отдельными рифтами. Часть из них относится к категории «сухих» и характеризуется слабым проявлением магматизма или его полным отсутствием. Примерами служат Западный рифт Восточно-Африканской рифтовой системы, Байкальский рифт. В другой части отмечаются увеличенные объемы магматических продуктов – «мокрые» рифты [10]. Тектонотипом может служить Кенийский рифт. Отличия между «сухими» и «мокрыми» рифтами проявляются и в контрастности сбросовых нарушений. В первых

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГТ и МС), Новосибирск, Россия.

сбросы высокоамплитудны, четко выражена блоковость, во вторых – эти тектонические дислокации проявлены более вяло [11]. Это же можно сказать и в отношении рельефа топографической поверхности – самые контрастные перепады высот в современных внутриконтинентальных областях растяжения Земли фиксируются в районах Байкальского (оз. Байкал) и Западного (оз. Танганьика) рифтов. Большинство же озерных котловин в районе Кенийского рифта мелкие.

Объяснение этому факту видится в том, что в «мокрых» рифтах часть амплитуды растяжения компенсируется магматическими телами и чем больше степень компенсации, тем менее контрастно проявлена блоковость. Следует также отметить, что «одновременное образование трещин скалывания и подъем магмы по этим трещинам с точки зрения механики невозможен» [1, с. 44], т.е. в периоды магматической активности процессы сбросообразования прерываются. В эти периоды происходит блокировка тектонических напряжений растяжения и даже возможно появление обстановок сжатия. В частности, в магмоактивной части рифтовой зоны Исландии современными геодезическими измерениями установлено присутствие деформаций сжатия. Они фиксируются в приосевой части рифта и на расстоянии в 40 км от оси уменьшаются в 20 раз [13]. Аналогичная ситуация установлена и при Большом трещинном извержении Толбачика в 1975-76 гг. на Камчатке. Формирование дайки базальтового состава мощностью около 1 м здесь также привело к уплотнению вмещающих пород в зоне шириной около 12 км [2]. Следовательно, намечается связь обстановок сжатия с избыточным объемом магматического материала, завоевывающем себе пространство за счет сокращения порово-трещинного объема прилегающих пород.

Барическое воздействие на вмещающие породы оказывает и аномальное тепловое поле, постепенно распространяющееся от интрузии. Оно приводит к расширению твердой скелетной фазы вмещающих пород в основном за счет сокращения порового и трещинного пространства, а увеличение температуры флюидов существенно снижает их вязкость и повышает миграционную способность. Это приводит к отжатию флюидов из вмещающих отложений к периферии интрузий [7] и в некоторых случаях необратимо деформирует породы с практически полным закрытием части ранее существовавших трещин.

Поскольку активность магматизма неравномерна во времени, нередки случаи, когда основные объемы вулканитов извергаются в ранние этапы режимов растяжения, формируя платобазальты. По мере снижения магматической активности, растягивающие напряжения начинают реализовываться в виде рифтогенеза. Видимо, по этой схеме шло формирование лавового плато в Эфиопии и в южной части Аравийского полуострова, предшествовавшего «образованию линейных рифтовых систем и разъединению континентальных блоков» [4, с. 178].

Вывод о компенсации части амплитуды растяжения магматическим материалом важен для понимания тектонического режима трапповых

впадин. Очень высокая магматическая активность в них препятствует широкому блокообразованию. Это подтверждается исследованиями В.С.Старосельцева и др. [9, с. 199], установивших, что в Тунгусской синеклизе «во время формирования триасового структурного яруса не происходило интенсивных дифференцированных движений отдельных блоков фундамента». О преобладании условий сжатия в период внедрения траппов в южной части Тунгусской синеклизы свидетельствует преобладание здесь силловых интрузий [8]. Следовательно, по интенсивности нарастания магматизма и снижения разрывообразования намечается ряд – «сухие», затем «мокрые» рифты и, наконец, трапповые впадины.

Главными типами интрузивных тел при рифтогенезе являются дайки преимущественно долеритового состава. Они группируются в пояса, вытянутые по простиранию рифтов. Ширина поясов достигает единиц–десятков, а протяженность – десятков–сотен километров [6, 5]. Мощность отдельных даек изменяется от единиц до десятков, редко первых сотен метров. В плане дайки прямолинейны, иногда дугообразны, их длина колеблется в пределах десятков–сотен метров до десятков километров. Основные пояса даек сосредоточиваются по периферии рифтов. В центральных частях последних встречаются единичные, но мощные дайки.

Силлы в рифтовых структурах занимают подчиненное место. Это, видимо, объясняется высокой проницаемостью дислокаций растяжения в вертикальном направлении. Доля силлов нарастает при переходе от «сухих» рифтогенных структур к трапповым впадинам.

По периферии рифтов, на их плечах, часто картируются щитовые вулканы, образованные щелочными базальтами, иногда риолитами и трахитами. В этих же районах встречаются и другие постройки центрального типа – кольцевые интрузии, трубки взрыва. Наиболее важные из них сложены породами щелочно-ультраосновного состава. Образования структур центрального типа в основном контролируются поперечными разрывами преимущественно сдвиговой природы [4]. По мнению Б.Р.Шпунта, Б.В.Олейникова [12, с. 73], «уровни дренирования мантийных источников продольными и поперечными разломами резко различались. Продольные разломы обеспечивали поступление базальтовой магмы, а поперечные достигали значительно больших глубин, откуда поступали магматические расплавы щелочно-ультраосновного состава».

Таким образом, «сухие», «мокрые» рифты и трапповые впадины маркируют тектонические режимы растяжения. Вместе с тем, магматизм, сопровождающий формирование этих структур, является компенсационным фактором и часто приводит к возникновению локальных (рифты) или даже региональных (трапповые впадины) обстановок сжатия. Это явление объясняет парадокс существенного преобладания напряжений сжатия в литосфере Земли. Состав и морфология интрузивных тел в описанных структурах в значительной мере зависят от кинематики, глубины заложения контролирующих разрывных нарушений и поступающих объемов магматических расплавов.

Литература

1. Бейкер Б.Х. Тектоническая и магматическая эволюция южной части Кенийской рифтовой системы // *Континентальные рифты*. М.: Мир, 1981. С. 31–48.
2. Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка) / Под ред. С.А.Федотова. М.: Наука, 1984. 637 с.
3. Геодинамическая карта СССР / Л.М.Натапов, Н.В.Межеловский, А.В.Артемов и др. // *Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием*. М.: Наука, 1989. С. 6–15.
4. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 205 с.
5. Ломизе М.Г. Размещение даек и геодинамические условия базальтового вулканизма в Восточной Исландии // *Вулканизм и геодинамика*. М.: Наука, 1977. С. 53–62.
6. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недра, 1975. 183 с.
7. Мигурский А.В. Динамика траппового магматизма и нефтегазоносность на юге Сибирской платформы // *Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Материалы второй международной конференции*. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 144–146.
8. Мигурский А.В. Связь траппового магматизма и тектоники на юге Сибирской платформы // *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма*. М.: ГЕОС, 1999. С.390–393. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
9. Старосельцев В.С., Лебедев В.М., Хоменко А.В. Строение и история формирования Тунгусской синеклизы // *Тектоника Сибири*. Т.3. Тектоника Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 196–201.
10. Структурная геология и тектоника плит: В 3 т. / Под ред. К.Сейферта. М.: Мир, 1990. Т. 1. 315 с.; 1991. Т. 2. 376 с.; 1991. Т. 3. 350 с.
11. Уильямс Л.А. Дж. Эволюция вулканизма Кенийского рифта // *Континентальные рифты*. М.: Мир, 1981. С. 75–93.
12. Шпунт Б.Р., Олейников Б.В. Позднедевонский рифтогенный магматизм Сибирской платформы // *Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика)*. М.: Наука, 1989. С. 69–76.
13. Wendt K., Moller D. Ritter B. Geodetic measurements of surface deformation during the present rifting episode in NE Iceland // *J. Geophys. Res.* В. 1985. V. 90, № 12. P. 10163–10172.

Г.А.Мизенс¹

Седиментационные бассейны и палеотектоника юга Урала в среднем девоне–ранней перми

Общепринято, что в геодинамической истории Уральской складчатой области проявлены все стадии цикла Уилсона, хотя континентальный рифтогенез иногда и ставится под сомнением. Океаническая стадия рассматривается в интервале времени приблизительно от конца раннего ордовика до конца девона, коллизионная – от конца девона до перми включительно. Естественно, что наиболее значительные изменения в структуре земной коры, в геодинамических обстановках, происходили во время смены геодинамических режимов: смены режима сжатия на растяжение, и наоборот. Процессы эти длительные, сложные, во многом еще неясные и спорные. В этой связи представляется небезынтересным анализ осадочных бассейнов, формировавшихся в эти периоды времени, в частности – перехода режима растяжения на режим сжатия.

Процессы конвергенции на Урале, по-видимому, начались почти сразу после образования океана, островодужные магматические комплексы появляются уже в конце ордовика – начале силура [1]. Однако интенсивны-

¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

ми они становятся лишь в среднем девоне, когда, вероятно, в основном стал затухать спрединг океанической коры. Сокращение пространства океана в результате активной субдукции на юге Урала продолжалось, по крайней мере, до конца девона (или, несколько проблематично, до конца среднего карбона). Но и после этого горизонтальные перемещения столкнувшихся континентальных плит не прекращались, шел процесс скупивания коры, вероятно, до конца ранней перми. Только в поздней перми горизонтальные движения начали слабеть. В течение всего этого интервала времени возникали и исчезали седиментационные бассейны, осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы которых сохранили следы палеотектонических и палеогеографических обстановок.

Процесс аккреции континентальных блоков (микроконтинентов) и островных дуг в палеозойском Уральском океане начался, по-видимому, в раннем девоне, когда столкнулась силурийская дуга и Восточно-Уральский микроконтинент [2]. Произошел перескок сейсмофокальной плоскости на запад, в океан, разделявший микроконтиненты Уралтау и Восточно-Уральский, на ее основе в конце раннего девона образовалась Ирендыкская дуга. С этого момента процессы конвергенции стали преобладающими. В эйфеле Уралтау подтянулся к дуге, зона субдукции оказалась заблокированной микроконтинентом с обдущированной на него аккреционной призмой, и переместилась на восток. При этом изменилась полярность сейсмофокальной плоскости и сформировалась новая островная дуга – Магнитогорская, действующая с живета и до конца девона [3]. Между микроконтинентом Уралтау и дугой сформировался глубоководный **задуговой бассейн** (осадочные и вулканогенные образования карамальташской, бутульгырской, улутауской, мукасовской, зилаирской свит). Признаки спрединга литосферы в пределах бассейна присутствуют только на самой ранней стадии развития дуги – в конце эйфеля, так как в составе карамальташского магматического комплекса устанавливаются [4] соответствующие толенты.

В дальнейшем бассейн развивался по типу рифтингового, в соответствии с классификацией Е.Н.Меланхолиной [5], но на эпиокеаническом фундаменте. Выполняющие его отложения позволяют говорить о четырех этапах в развитии бассейна и дуги: начальном, активного вулканизма, затихая и зилаирском. Причем, если в течение первых трех этапов осадконакопление в бассейне осуществлялось только со стороны дуги, то зилаирский этап (фамен) характеризуется более разнообразными источниками обломочного материала. В фамене начались поднятия в районе микроконтинента Уралтау, возможно, обусловленные его всплыванием после отрыва океанической плиты, и возникшая кордильера начала активно размываться. На это время намечаются три области сноса при формировании осадочных комплексов задугового бассейна – кордильера Уралтау, действующая островная дуга и потухшая часть островной дуги на юго-востоке.

Между Восточно-Европейским континентом и микроконтинентом Уралтау в раннем и среднем палеозое располагалось глубоководное **окраинное море** (или пролив), образовавшееся, по-видимому, одновремен-

но с океаном, в ордовике. До франа включительно оно развивалось как субокеанический бассейн с кремнистым и глинисто-кремнистым осадконакоплением. Океаническая кора в нем, если и формировалась, то в незначительных объемах. В фамене, когда образовалась кордильера Уралтау, условия осадконакопления в этом море, как и на востоке, существенно изменились. Конденсированные разрезы силицитов сменились мощной флишевой толщей зилаирской серии.

Восточнее Магнитогорской дуги до конца девона продолжал существовать **океанический бассейн**, фрагменты дна которого сохранились в Браиловской зоне мегамеланжа. Бассейн закрылся в результате столкновения Магнитогорской дуги с Восточно-Уральским аккреционным блоком в самом конце девона или в начале карбона. Островодужный магматизм на этой территории прекратился [4, 6]. Но два глубоководных бассейна с основной областью сноса в районе кордильеры Уралтау сохранились и в начале карбона, хотя их конфигурация и условия питания несколько изменились. В бывшем задуговом бассейне, в его западной зоне, вплоть до середины визе продолжал формироваться флиш, восточнее (современные Центрально- и Восточно-Магнитогорские зоны) существовало островное мелководье с активным базальтовым вулканизмом, свидетельствующим о процессах растяжения [4, 6].

Конец раннего карбона (позднее визе, серпухов) характеризуется относительным выравниванием рельефа – на значительной части территории восточного склона Южного Урала осаждались мелководные известняки. В среднем карбоне процессы прогибания (растяжения?) возобновляются, формируются два флишевых прогиба – на территории Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон. Но они существуют относительно короткое время – в позднем карбоне начинаются процессы орогенеза, начинается стадия гиперколлизии, и все морские бассейны с района современного восточного склона уходят. Возможно, начало гиперколлизии связано с закрытием последней части океанического бассейна на востоке. След этого столкновения В.Н.Пучков [7] видит на территории Тургайского прогиба. О существовании зоны субдукции в карбоне говорят и магматические комплексы окраинно-континентального пояса андийского типа [4], широко развитые на востоке Урала.

Бывшее окраинное море (западнее кордильеры Уралтау) сохранялось в течение всего карбона и ранней перми. Оно постепенно смещалось на край платформы и трансформировалось в **бассейн краевого прогиба** с выраженным асимметричным профилем (с наибольшим прогибанием на востоке, вблизи гор). Все это время бассейн оставался глубоководным, в нем накапливался флиш. В раннем и среднем карбоне источником обломочного материала для него, как и для бассейна на месте задугового моря, служила кордильера Уралтау, которая, хотя и неравномерно, но продолжала всплывать и расширяться в обе стороны. С позднего карбона областью сноса являлся уже обширный складчато-надвиговый ороген. Преобразование бассейна, однако, не в полной мере связано с надвиганием гор-

ных масс, так как его смещение на платформу, прогибание края платформы, началось еще в конце девона и активно продолжалось в первой половине карбона, одновременно с расширением Уралтау. Это, по-видимому, говорит о том, что прогибание края континентальной плиты под тяжестью орогена не является единственной причиной образования краевого прогиба, о чем не раз уже писали Е.В.Артюшков с коллегами. Тем не менее, связь орогенеза и прогиба существует. Краевой прогиб оставался глубоководным до тех пор, пока действовал режим активного горообразования. В поздней перми он превратился в субконтинентальный бассейн.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64264).

Литература

1. Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.
2. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: Структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.
3. Мизенс Г.А. Осадочные комплексы позднего девона–карбона на юге Урала и проблема коллизии континентальных плит // Палеозоны субдукции: Тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. С. 65–84.
4. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
5. Меланхолина Е.Н. Типы задуговых бассейнов востока Азии: Тектонические, магматические и геодинамические аспекты // Геотектоника. 1998. № 6. С. 34–50.
6. Салихов Д.Н. Развитие Южного Урала в коллизионную эпоху позднего палеозоя. Уфа: УфНЦ РАН, 1996. 42 с.
7. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

**Н.В. Милетенко¹, С.Ж. Даукеев², Н.А. Ахмедов³, А.А. Абдылаев⁴,
А.А. Ализаде⁵, Ю.Г. Леонов⁶, О.А. Федоренко⁷, В.А. Буш⁸,
Ю.А. Волож⁶**

Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии: общая структура, основные результаты, дальнейшее направление работ

Задача по составлению «Атласа литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евра-

¹ Министерство природных ресурсов (МПР) РФ, Москва, Россия.

² Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики, Кыргызстан Бишкек, Кыргызстан.

³ Государственный комитет по геологии и минеральному сырью Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан.

⁴ Кабинет министров Республики Туркменистан, Ашхабад, Туркменистан.

⁵ Геологический институт НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан

⁶ Геологический институт (ГИИ) РАН, Москва, Россия.

⁷ Геологическая компания ЮГГЕО, Алматы, Казахстан.

⁸ ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

зии» (в дальнейшем Атлас) была инициирована в 1996 г. геологическими службами Казахстана, Узбекистана и Киргизии. В 1997 – 1998 г. к этой работе присоединились геологические службы и научные институты России, Китая, Туркмении, Таджикистана и Азербайджана. В 1997 г. была организована Редакционная коллегия из представителей всех стран-участниц, разработана программа работ и легенды основных карт Атласа. Координатором работ по составлению Атласа была избрана геологическая компания ЮГГЕО (Казахстан). Страны-участницы согласились с тем, что каждая из них составляет карты Атласа по своей территории, которые передаются в ЮГГЕО для сводки, увязки и переноса на машинные носители.

Территория, представленная в Атласе занимает центральную часть Евразийской литосферной плиты площадью 7 500 000 кв.км. Она охватывает окраину Восточно-Европейской плиты, шесть микроконтинентов, 18 разновозрастных коллизионных поясов. Здесь разведаны и эксплуатируются многочисленные крупные и уникальные месторождения углеводородов, углей, золота, меди, свинца, цинка, бокситов, урана, редких металлов и других полезных ископаемых. Имеются предпосылки для выявления новых крупных месторождений.

В основу Атласа положены создается на современные геодинамические концепции, огромный геологический, геофизический, сейсмический материал и результаты многих тысяч буровых скважин. Он состоит из 72 карт, отражающих геологическое строение, историю развития, полезные ископаемые и современное состояние окружающей среды Центральной Евразии.

1. Литолого-палеогеографические карты масштаба 1:2 500 000 создаются для 43 уровней от рифея до плиоцена (ответственный исполнитель ЮГГЕО). Они состоят из: 20 карт рифейско-палеозойских уровней - R₁₋₂, R₃, R_{3-V}, E₁, E₂ - O_{1t}, O₁ ar - O₂ l, O₂, O₃, S₁, S₂, D₁₋₂, D_{2gv} - D_{3f}, D₃, C_{1t} - v₁, C_{1v2-s}, C₂ b-m₁, C_{2m2} - C₃, P₁, P_{1k}, P₂ - и 23 карты для мезозойско-кайнозойских уровней - T₁, T₂, T₃, J₁, J₂, J_{2k}, J_{3o}, J_{3km-t}, K_{1nc}, K_{1a-al}, K_{1c}, K_{2t1-2}, K_{2t3-k}, K_{2s-cr}, K_{2m}, P₁, P₂, P₂₋₃, P₃, N₁¹, N₁²⁻³, N₂³, N₂¹ (продуктивный уровень Южного Каспия).

Эти карты являются базовыми для всего Атласа. Они содержат громадную информацию о современном положении геологических тел их вещественном составе, мощности, палеогеографических и палеотектонических условиях формирования, а также о месторождениях полезных ископаемых. Карты сопровождаются сотнями историко-геологических колонок. Каждая колонка является синтезом фактического материала по локальным территориям. На них показаны осадочные и магматические комплексы, их мощности, палеогеографические обстановки и месторождения полезных ископаемых.

2. Структурные карты масштаба 1: 2 500 000 составляются по подошве плитного комплекса (ответственный исполнитель ЮГГЕО) и по поверхности фундамента (ответственный исполнитель ГЕОН). Эти карты построены с учетом геологических, структурных и тектонических карт раз-

личного масштаба, геофизических материалов и данных бурения. Они сопровождаются сейсмогеологическим разрезами через наиболее интересные геологические структуры

3. Палинспастические карты (ответственный исполнитель ГНПП Аэрогеофизика) составлены в масштабе 1:10 000 000 (для раннего палеозоя и венда – в масштабе 1:20 000 000) по 23 временным срезам от 2 до 600 млн лет назад и разработаны на основе палеомагнитных, геодинамических, структурных и литолого-палеогеографических данных. На них представлены абсолютные палинспастические реконструкции пространств между Европейским, Сибирским и Таримским континентами. На фоне перемещающихся по лику Земли и испытывающих дифференциальные повороты континентов, массивов и террейнов показаны океаны, краевые и внутренние моря, островные вулканические дуги, активные, пассивные и трансформные окраины континентов, палеогеографические обстановки осадконакопления, магматизм, метаморфизм, активные тектонические структуры, палеоклиматические условия, поверхностные океанические течения и др. Карты подобной детальности составлены впервые в мировой практике.

4. Геоэкологические карты масштаба 1:2 500 000 (ответственный исполнитель ВСЕГИНГЕО) отображают современное состояние геологической среды и происходящие в ней природные и техногенные процессы, оказывающие влияние на жизнедеятельность человека, среду его обитания и экосистемы в целом. Для столь обширного региона экологические карты такой детальности составлены впервые в мировой практике.

5. Космофотокарта масштаба 1:2 500 000 составлена ВНИИКАМ (Санкт-Петербург) по материалам сканерных космических съемок среднего разрешения.

В составлении Атласа участвуют более 200 специалистов из 25 организаций восьми стран. Было проведено шесть конференций ответственных исполнителей Атласа: (Чимкент 1996 г.), Алматы (1997г.), Урумчи (1998 г.), Ташкент, Москва, Кокшетау (1999 г.), Бишкек и Алматы (2000г.). Они дали уникальную возможность авторам проекта встретиться, обменяться опытом и знаниями, обсудить спорные вопросы, разработать и утвердить легенду и содержание Атласа, а также сроки выполнения отдельных стадий и всего проекта в целом. В августе 2000г. на 31-й сессии МГК прошла успешная презентация основных компонентов Атласа.

В результате работ по составлению Атласа геологами стран-участниц были получены новые данные по геологии, тектонике и истории формирования осадочных бассейнов, складчатых поясов, орогенов, рифтовых структур и т.д. Собрана и систематизирована по возрастным уровням и геолого-промышленным типам обширная информация по горючим и рудным полезным ископаемым. Создана основа для более детального изучения геологии и минерагении трансграничных бассейнов и рудных поясов Центральной Евразии. Собран и систематизирован обширный материал по экологическому состоянию геологической среды.

Успешное международное сотрудничество геологов стран Центральной Евразии позволяет наметить основные пути дальнейших исследований, включающие:

– углубленное изучение геологии, геодинамики и минерализации трансграничных бассейнов и рудных поясов с составлением геолого-структурных разрезов на базе сейсмостратиграфического анализа, переинтерпретации магнитометрических, гравиметрических и сейсмических данных;

– определение главных тектонических, структурных, геодинамических, магматических и палеогеографических факторов концентрации месторождений углеводородов, рудных и нерудных полезных ископаемых;

– составление банка данных по месторождениям, минералогическое районирование и прогнозная оценка осадочных бассейнов и рудных поясов применительно к литолого-стратиграфическим, палеогеографическим и палеогеодинамическим обстановкам Центральной Евразии;

– изучение современного состояния геологической среды трансграничных бассейнов (Черноморского, Каспийского и Аральского), рудных районов (Алтайского, Курминского, Кызалкумского и др.), сейсмоопасного региона Кавказа – Копетдага – Памира – Тянь-Шаня и основных транспортных коридоров Центральной Евразии.

Целесообразно в рамках второго этапа исследований расширить международное сотрудничество, включив в исследуемую территорию восток Турции и Черноморского бассейна, север Ирана и Афганистана и западную часть Монголии.

Н.П. Митрофанов¹

Модели геодинамических обстановок на северо-западе Тихоокеанского подвижного пояса

Геодинамическое развитие северо-западной Циркум-Пацифики рассматривалось с разных позиций. Анализ геодинамических процессов и порожденных ими вещественных комплексов позволяет различать в неогее обстановки пассивной континентальной и трансформной окраин, жесткой и мягкой коллизии, островодужной и окраинно-континентальной субдукции.

В палеозое, меньше – в мезозое на обрамлениях Чукотской, Сибирской и Амурской плит, доминирующее развитие получили процессы пассивной континентальной окраины (рисунок, модель А).

В мезозое между Чаунской и Анойской зонами Чукотки (триас), Амурским континентом и Сихотэ-Алинской островной дугой (юра), Колымо-Омолонским микроконтинентом и Пенжинским отрезком Удско-Мургальской островной дуги (мел) осуществлялась косая коллизия, пере-

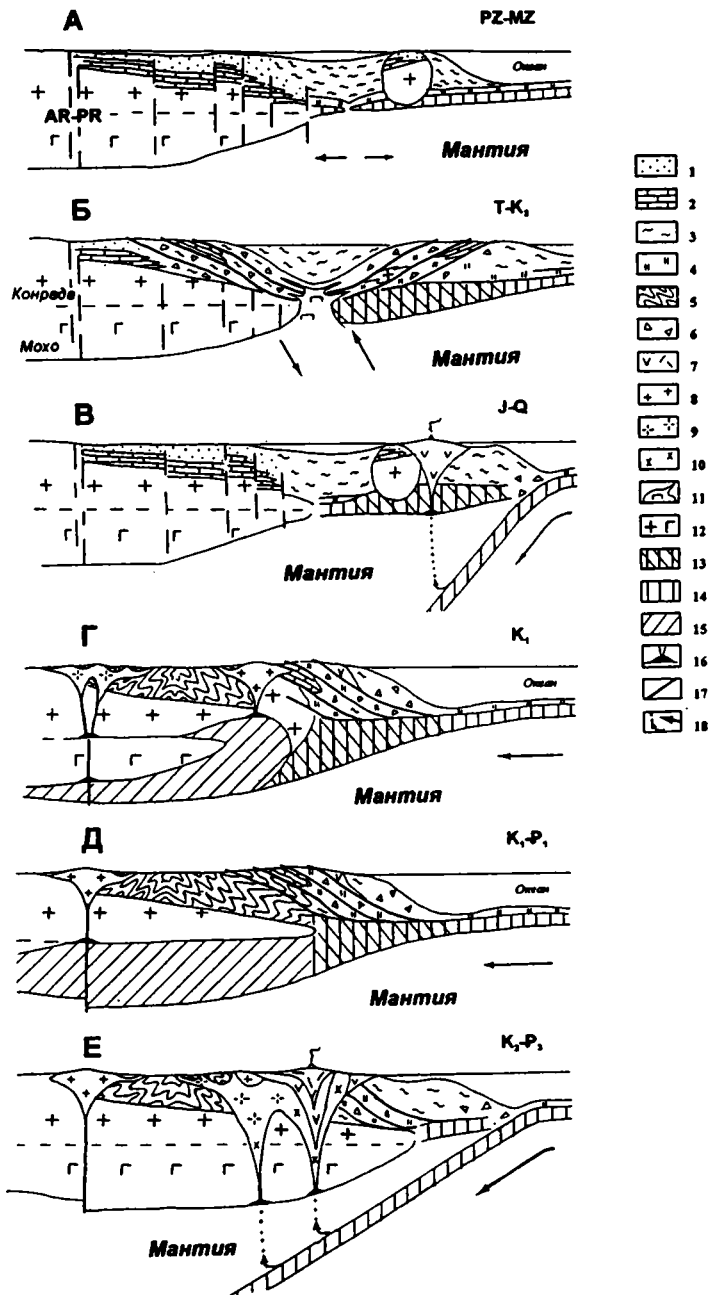
¹ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС) МПР РФ, Москва, Россия.

ходящая в левостороннее скольжение с внедрением в трансформную зону мантийного диапира (модель Б). Встречные взаимодействия обусловили разрушение краёв плит, перемешивание чешуй и блоков разного возраста и генезиса с терригенным матриксом, меланжирование при выдвигании их на борта. На последних сформировались покровно-чешуйчатые структуры с вергентностью сместителей в стороны от трансформной зоны. Развалу способствовало внедрение мантийного диапира, инъекции которого в виде силлов и даек диабазов, пикритов и других мафит-ультрамафитовых пород заполняли межпластовые пространства. Завершался процесс формирования над диапирами рифтогенных прогибов, соответственно, Паляваамского (T_3), Амурского (K_1) и Пенжинского (K_2). Унаследованное прогибание продолжается до настоящего времени.

Юрский период отличается широким развитием островодужных систем (модель В) параллельно границам континентов. У Чукотского – Святоносско-Анхойской, переходящей в Пекульнейско-Канчаланскую, вдоль Сибири – Уяндино-Ясачненской и Удско-Мургальской, к востоку от Амурского – Сихотэ-Алинской, а позже (K_1) Кемской (Монероно-Самаргинской) дуг.

В раннем мелу зоны Беньюффа были заклинены и давления спрединга тихоокеанских плит переместились на субокеанические плиты островодужных систем, обусловив их столкновение с окраинами континентов. При фронтальных столкновениях (косые преобразуются в трансформные окраины) следует различать обстановки жесткой и мягкой коллизии. Наиболее близко условиям жесткой соответствует коллизия Сибирской плиты с Колымо-Омолонским микроконтинентом. В результате столкновения верхние образования микроконтинента, надвигаясь на континент, расчленивались, а противостоящие им отложения пассивной континентальной окраины сминались, преобразуясь в Верхоянскую складчатую систему (модель Г). В сутурной зоне между жесткими гранитно-метаморфическими слоями плит происходили значительные деформации корового вещества, его диссипативный разогрев и зарождение в супракрустальной зоне первичных магматических очагов, которые, поднимаясь к поверхности, образовали пояс крупных калиевых гранодиорит-гранитных плутонов колымского комплекса. В инфракрустальной зоне деформации распространялись по реологически мягкому базальтовому слою. Наиболее глубокие проникновения происходили по отходящим от сутуры поперечным разломам (Эге-Хайскому, Тирехтяхскому, Дербек-Негельхинскому и др.). Первичные очаги зарождались здесь в нижней коре и, разрастаясь вверх, создавали ряды калий-натровых интрузий диорит-гранодиорит-гранитного состава янского комплекса.

Мягкая коллизия определяется столкновением островодужной плиты с выклинивающейся континентальной. Такие обстановки отмечались в раннемеловое время на краях Чукотской, в охотском сегменте Сибирской и на Амурской плитах (модель Д). При коллизии гранитно-метаморфический клин континента рассекал островодужную кору. Верхняя часть её, выдвигаясь на континент, расчленилась и сминала отложения пассив-



Модели: А – пассивной континентальной окраины, Б – трансформной окраины, В – островодужной субдукции, Г – жесткой коллизии, Д – мягкой коллизии, Е – окраинно-континентальной субдукции

1–3 – комплексы пассивной континентальной окраины: 1 – терригенные, 2 – карбонатные, 3 – турбидитовые и черносланцевые; 4 – комплекс океанического чехла; 5 – складчатые толщи; 6 – хаотические толщи; 7–11 – магматические комплексы активных окраин: 7 – вулканические основного–среднего и кислого составов, 8–10 – интрузивные гранитоидные (8 – калиевые, 9 – калий-натровые, 10 – натровые), 11 – мантийный диопир и его отщепления; 12 – гранитно-метаморфический и базальтовый слои континентальной коры; 13 – субокеаническая кора; 14 – океаническая кора; 15 – деформированные и диссипативно разогретые области; 16 – первичные магматические очаги; 17 – разломы и надвиги; 18 – направления тепломассопотоков и движения плит

ной окраины. Нижняя деформировала базальтовый слой континентальной плиты. Максимальные деформации и диссипативный разогрев возникали не в сутурной зоне, а на тектонических швах-уступах внутри последней (Куветский шов на Чукотке, Гастахский – в Приамурье, Западно- и Центрально-Сихотэ-Алинский – в Приморье). Вдоль швов формировались пояса интрузий, аналогичных колымским, которые выделяются в иультинский, эзопо-баджальский, синегорский, татибинский комплексы. При отсутствии таких швов (охотский сегмент) создавались рассеянные ареалы внутриплитных интрузий, фрагментарно приурочивающихся к разломам разных направлений.

В конце раннего мела давление океанических плит на островодужные достигло критических значений, они надломились и в позднем мелу поло- го субдуцировались под сближенные к этому времени континентальные плиты (модель Е). На окраинах последних сформировались протяженные вулканоплутонические пояса – Охотско-Чукотский, Нутесынский, Нижнеамурский, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский, связавшие плиты в единый Евразийский материк. Иницирующие их магматические очаги зарождались на границе Мохо под воздействием тепломассопотоков, поступающих из разогретой зоны субдукции. Поднимаясь и расширяясь вверх, магмы использовали сутурные зоны мягкой коллизии. Последовательная переработка всех слоев коры обусловила пестроту состава и го- модромную эволюцию магматических комплексов. По поперечным раз- ломам магмы проникали в глубь материка. Интрузивные фации на фронте поясов представлены натриевыми гранитоидами (габбро-тоналит- плагиогранитная формация), массивы которых вытягиваются вдоль поя- сов и выделяются в тимкивеевский, танюерерский, охотский, нижнеамур- ский и прибрежный комплексы. В тыловой зоне и поперечных рядах раз- виваются небольшие по размерам калий-натровые интрузии габбро- диорит-гранодиорит-гранитной формации с характерным увеличением калия в глубь материка, объединяемые в валькумейский, омсукчанский и приморский комплексы.

В позднемезозойской–кайнозойской истории внутренней мегазоны подвижного пояса (в рамках Корьякско-Камчатского региона) отмечаются геодинамические обстановки всех моделей, кроме жесткой коллизии.

Трансформные границы на Востоке России

Трансформные континентальные окраины северо-востока Тихоокеанского подвижного пояса описал А.И.Ханчук [4]. Эти представления развиваются в ракурсе косо́й коллизии континентальной и субокеанической плит, переходящей в скольжение с внедрением в трансформную зону мантийного диапира. Такой ракурс расширяет географию трансформных границ, уточняет порожденные ими вещественные комплексы и структуры.

На Чукотке трансформные смещения происходили в триасе по сuture, заложеной между Чаунской континентальной и Аннойской субокеанической зонами. Встречное взаимодействие обусловило перемещение палеозойских пластин и блоков с ниже-среднетриасовыми турбидитами и одновременное перемещение их на борта. На последних образовались покровно-чешуйчатые структуры с вергентностью сместителей от зоны скольжения с подворотами их против направления движения плит. Дивергентному развалу способствовало внедрение в трансформную зону мантийного диапира, интрузивные отщепления которого в виде силлов и послонных даек диабазов и габбро-диабазов насыщают межплоскостные пространства [1]. Над диапиром в позднем триасе закладывается Палява-амский рифтовый прогиб, заполняемый терригенным материалом со вздыбленных краев плит.

В юрское время трансформное взаимодействие между Амурской плитой и Сихотэ-Алинской островной дугой осуществлялось по Амурской сuture. Формировались мощные хаотически перетасованные толщи на континентальном крыле Баджалской и на островодужном Самаркинской аккреционных зон. Среди разнородных пластин и блоков в первой преобладают породы континентального, во второй – океанического происхождения с возрастом от протерозоя до юры. Чужеродные включения связаны турбидитовым и меланжевым матриксом, датируемым юрой – началом мела. В это же время на трансформной границе формировались потоки щелочных базальтоидов, а в крылья по срывам проникали базит-гипербазитовые интрузии [2]. Общая структурная обстановка дивергентная, аналогичная чукотской. В раннем мелу над раздвинутой мантийным диапиром трансформной границей развивается Горинский (Приамурский) рифтоген, заполняющийся турбидитами, на краях еще включающими линзы чужеродных образований.

Эталоном трансформной окраины может быть геодинамическая обстановка, существовавшая в меловое время между Омолонским массивом (или Колымо-Омолонским микроконтинентом) и Пенжинским отрезком Удско-Мургальской островной дуги. Трансформная граница проходила

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС), Москва, Россия.

по оси Пенжинско-Анадырской зоны. Хаотические комплексы начали формироваться в готеривскую эпоху [5]. Островодужные образования в основном были сброшены на тектонизированный континентальный край, а сорванные комплексы океанического фундамента – на внешние терригенные террасы дуги. Везде они включают линзы и блоки палеозойских терригенно-карбонатных отложений. Связующим материалом хаотических толщ являлись меланжированные готерив-альбские турбидиты. Синхронно внедрялись силлы и дайки пикрит-диабазового комплекса. Обстановка характеризуется отчетливой дивергентной направленностью чешуйчато-надвиговых сместителей относительно трансформной границы [3]. В верхнем мелу вдоль границы сформировался Пенжинский рифтогенный прогиб.

Особенностью рассмотренных обстановок трансформных окраин являются: 1 – доминирующие левосторонние смещения; 2 – интенсивный динамометаморфизм, выраженный в широком распространении меланжа, бластических структур, метаморфических преобразований пород в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фаций; 3 – внутриплитовый характер сопровождающего мафит-ультрамафитового магматизма, выраженного в высоких содержаниях оксида титана и щелочности пород, отличающих их от офиолитов океанического ложа; 4 – унаследованность рифтогенных опусканий во все последующие эпохи (Раучуанская, Чаунская, Амурская, Орловско-Маркинская и другие депрессии).

Литература

1. Геология СССР. Т. 30: Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1970. Кн.2. 547 с.
2. Уткин В.П. Геодинамические условия синхронных проявлений конседиментационного базальтоидного вулканизма и базит-гипербазитового интрузивного магматизма // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 31–48.
3. Филатова Н.И. Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
4. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойе и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
5. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульмейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70–106.

Л.Ф. Мишин¹, Л.П.Карсаков¹, Чжан Чуньцин²

Мезозойско-кайнозойские пояса кислого вулканизма в Охотско-Дунбейском секторе Восточной Азии

Восточная окраина Азиатского континента в мезозой-кайнозойе представляла собой почти непрерывную область субаэрального вулканизма. Вулканизм этой области широко освещен в публикациях многочисленных исследователей. Только перечисление их имен составит несколько стра-

¹ Институт тектоники и геофизики (ИтиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия.
² Шеняньский институт геологии и полезных ископаемых, Шеньян, КНР.

ниц. Нами изучены строение и закономерности проявления кислого магматизма в наиболее широко проявленном и изученном Охотско-Дунбейском секторе Восточной окраины Азиатского континента.

С востока на запад в этом секторе выделяются такие вулканоплутонические пояса: Сихотэ-Алинский (сеноман–палеоген), Баджал-Сунгарийский (альб–сеноман), близкая к нему по возрасту джугджуро-ульинская часть Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, Удско-Большехинганский (поздняя юра – ранний мел). Они имеют в целом субмеридиональную (тихоокеанскую) ориентировку. Местами в поясах наблюдается также резкое, вплоть до торцового, сочленение отдельных зон, участков. Вулканические пояса наложены на более древние геологические структуры, и размещение многочисленных полей вулканитов в целом контролируется разрывными структурами.

Между отдельными вулканическими поясами отмечается перекрытие возрастов вулканитов, создающее иллюзию непрерывности вулканизма на огромной территории Востока Азии. Вулканиты разных поясов разделены перерывами. Сопоставление возраста начальных и конечных фаз вулканизма в конкретных вулканических полях, ареалах указывает на относительную синхронность вулканизма в пределах отдельных поясов, зон и на последовательное омоложение этих поясов по направлению к Тихоокеанской окраине. Ширина поясов уменьшается в том же направлении.

Различные по возрасту вулканоплутонические пояса имеют поперечное зональное строение по отношению к этой окраине: внутренние и внешние зоны. Оно выражено в разных признаках, но наиболее контрастно – в окислительно-восстановительных условиях формирования магматических пород. Внутренние зоны образованы породами магнетитовой серии, а внешние – ильменитовой.

Зоны различаются также по формационному составу и общей направленности вулканизма. Внешние зоны сложены главным образом игнимбритами дацит-риолитового состава, а для внутренних характерна пестрая перемежаемость риолитов, андезитов и базальтов, т.е. контрастность разреза. Известково-щелочной в целом магматизм здесь завершается образованием платобазальтов с шошонитовой тенденцией. В лавах внутренней зоны отсутствуют ксенолиты вмещающих пород, родственные включения и ксенокристы, сростки вкрапленников состоят, как правило, из минералов одной генерации. Состав их вкрапленников комплементарен с составом основной массы вулканитов. Для них характерно пониженное содержание редких элементов, $I_{\Sigma} \leq 0,705$. В них не проявлен европиевый минимум, среднее отношение $La/Yb=16,47$. Все это указывает на относительную перегретость магм и на высокую степень плавления субстрата при их образовании [1].

В вулканитах внешних зон присутствуют три неравновесные составляющие: две генерации вкрапленников: ранний – габброидный (основной плагиоклаз, орто- и клинопироксены и ильменит) и поздний – гранитоидный (кварц, калинатровый полевой шпат и биотит) и третий составляющий – кварц-калишпатовая основная масса вулканитов. При вариации

валового состава пород от андезита до риолита составы основной массы и вкрапленников практически не меняются. Состав основной массы вулканитов внешних зон соответствует сухой кварц – полевошпатовой эвтектике. Для них характерно среднее $La/Yb = 11,75$, четко выраженный европиевый минимум, $I_{Sr} > 0,705$.

Вулканиты внутренних и внешних зон четко разделяются на диаграмме $Eu/Eu^* / f = Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$ на самостоятельные поля.

Аналогичная описанной зональность вулканических поясов отмечена Г.Фором [2] для Центральных Анд. В южной части Калифорнии [3] с запада на восток, от тихоокеанского побережья в глубь материка происходит смена пород магнетитовой серии ильменитовой, смена положительных значений силы тяжести во внутренней зоне на отрицательные во внешней. В том же направлении возрастают значения $\delta^{18}O$ от 6,5 до 11‰ и значения I_{Sr} от 0,703 до 0,708 в гранитах.

Совместное рассмотрение распределения содержаний РЗЭ и изотопии Sr и O позволяет сделать вывод, что выплавление магм во внутренних зонах происходило с незначительным участием коровых пород и возрастанием их роли в направлении внешних зон.

С петрографической и петрогеохимической зональностями вулканических поясов тесно связана их металлогеническая зональность. Внутренние зоны специализированы на халькофильные элементы, а внешние – на литофильные. Судя по распределению эндогенных месторождений происходит смена золотой и золото-серебряной минерализации оловянной и олово-вольфрамовой, далее, возможно, молибденовой. Образование вторично-кварцитовый минерализации, адуляровых метасоматитов, площадной цеолитизации и золото-серебряного оруденения является характерной чертой исключительно внутренних зон.

Литература

1. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1979. 210с.
2. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 585с.
3. Kistler R.W., Peterman Z.E. Variations Sr, Rb, K, Na and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. P. 3489–3512.

**В.М. Моралев¹, А.С.Балуев¹, М.З.Глуховский¹,
Е.С.Пржиялговский¹, Е.Н.Терехов¹**

Тектоника неогена и внутриплитный магматизм Восточно-Европейской платформы

Тектоническая эволюция Восточно-Европейской платформы (ВЕР) в неогене определяется изменениями геодинамических условий, непосредст-

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

венно связанных с историей ее дрейфа в рифей-фанерозойское время. Анализ современных мобилистических реконструкций, основанных на результатах последних палеомагнитных исследований, и материалов о размещении проявлений континентального рифтогенеза и внутриплитного магматизма в пределах ВЕП (которую в литературе часто обозначают как плита "Балтика"), приводит к выводу о том, что последние непосредственно контролируются характером движений и взаимодействий литосферных плит как в фанерозое, так и в рифее. На эту связь указывалось уже неоднократно [1, 2; и др.], однако в данной работе предпринята попытка учета влияния таких ранее слабо учитываемых факторов, как изменение направления и скорости движения литосферных плит, их вращения (по или против часовой стрелки) в ходе дрейфа и взаимодействия с другими плитами.

Анализ палеомагнитных реконструкций дрейфа Балтики за период с конца раннего протерозоя до настоящего времени [3–5; и др.] и их корреляция с внутриплитными процессами тектогенеза и магматизма позволяют показать существование определенной зависимости геодинамических обстановок от характера движения плиты и ее взаимодействия с другими литосферными плитами. Прежде всего, отмечается коренное различие в характере перемещения Балтики в докембрийское время (1,8–0,57 млрд лет) и в фанерозое. В первый период перемещения ВЕП относительно экватора были знакопеременными, т.е. плита двигалась то с севера на юг, то с юга на север, семь раз меняя направление своего движения и трижды пересекая палеоэкватор, при этом в период 1,8–1,0 млрд лет дрейф плиты проходил лишь в пределах экваториального горячего пояса Земли (35° с. и ю. широты), в котором концентрировалась основная масса мантийных плюмов и горячих точек планеты [6].

В периоды изменения относительного направления дрейфа скорость движения плиты снижалась до минимальных значений (8–14 км/млн лет), после чего начинала постепенно возрастать (максимум до 60 км/млн лет). Увеличение скорости дрейфа литосферных плит связывается с ростом интенсивности конвективных течений в мантии и с возрастанием скорости спрединга, а замедление движений литосферных плит естественно отмечалось в случаях их столкновения и аккреции вплоть до образования суперконтинентов. Последовательный анализ палеотектонических реконструкций показывает, что каждое изменение направления дрейфа относительно экватора сопровождалось резким снижением скорости движения плиты и ее поворотом вокруг полюса вращения, находящегося вблизи или в пределах самой плиты, что, по-видимому, объясняется принципом сохранения количества движения. В рассматриваемый период (1,8–0,57 млрд лет) такие изменения направлений дрейфа Балтики с южного на северное происходили 1,62; 1,3; 0,95 и 0,57 млрд лет назад и, наоборот, с северного на южное – 1,415; 1,25 и 0,75 млрд лет назад.

Для рифейского времени по палеомагнитным данным более или менее достоверно установлено [4] формирование и распад двух суперконтинен-

тов – Родиния (1050–720 млн лет) и другого суперконтинента, образовавшегося у южного палеополюса (650–570 млн лет). Движение Балтики в составе этих суперконтинентов осуществлялось совместно с дрейфом и вращением последних. Вероятно, вращение Родиния против часовой стрелки в период 950–750 млн лет вывело Балтику из южных приполярных широт к экватору. Многократные изменения направления дрейфа Балтики с вращением то в одну, то в другую сторону и изменения скорости ее движения в течение рифея вызывали, соответственно, и многократные изменения знака тектонических напряжений в различных сегментах плиты. В силу этих обстоятельств в рифее происходила деструкция земной коры континентальной литосферы, что проявлялось преимущественно в рифтогенезе пассивного типа на участках плиты, испытывающих растяжение, причем заложение рифтовых структур контролировалось чаще всего крупными структурными неоднородностями древнего фундамента – радиальными разломами архейских сиалических ядер и зонами сочленения ядер.

Таким образом, смены геодинамических обстановок и полей напряжений предопределили последовательное развитие процессов рифтогенеза и ассоциирующего с ними внутриплитного магматизма в различных частях ВЕП. Немаловажное значение имело и то обстоятельство, что Балтика большую часть этого времени находилась в пределах экваториального горячего пояса Земли, отличавшегося высокой термальной и флюидной активностью мантии, что, в свою очередь, инициировало магматическую деятельность на участках, пребывавших в режиме растяжения. В докембрийской истории ВЕП, кроме проявлений магматизма, связанных непосредственно с рифейскими палеорифтами, на теле платформы отмечаются (как минимум дважды) следы горячих точек или мантийных плюмов: это последовательное формирование массивов анортозит-рапакивигранитной формации в конце раннего протерозоя и начале рифея и перемещение с юга на север центров вулканизма при формировании волюнской трапповой формации в раннем венде.

В отличие от рифей-вендского времени после распада суперконтинента в конце венда Балтика дрейфовала в течение всего фанерозоя из южных палеоширот постоянно на север или северо-восток к своему нынешнему местоположению. Фанерозойская геодинамика ВЕП характеризуется уже более спокойной внутриплитной обстановкой, в течение которой формировался платформенный чехол, перекрывающий все рифейские рифтовые структуры и соответствующий плитному этапу эволюции платформы. Этот режим нарушался лишь в среднем–позднем палеозое, когда после столкновения Северо-Американского континента с Балтикой на рубеже силура и девона произошла реактивация некоторых рифейских рифтовых структур (Днепровско-Донецкая, Онежско-Кандалакшская и др.) и заложение новых рифтов (Припятской), сопровождаемые обильными проявлениями внутриплитного магматизма щелочного характера.

С этими событиями связано всего лишь одно изменение направления

вращения Балтики. С конца венда до момента столкновения Балтика свободно дрейфовала по направлению к экватору, наращивая скорость движения и вращаясь при этом против часовой стрелки. После столкновения, которое происходило вблизи экватора, объединенный континент Евроамерика начинает вращение в противоположную сторону, т.е. по часовой стрелке. Имеются основания предполагать, что Балтийский пояс проявлений внутриплитного щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма среднего палеозоя, простирающийся от северного края ВЕП в юго-западном направлении до Польско-Германской низменности, является следом горячей точки [1] или мантийного плюма [2] на теле платформы, испытавшей в период со среднего девона до ранней перми поступательно-вращательное движение в северо-восточном направлении.

Последующие мезозойско-кайнозойские события (распад Пангеи и дрейф Европейского континента к своему современному местоположению с одновременным вращением по часовой стрелке) в геологической истории ВЕП уже не приводили к значительным внутриплитным деформациям, сопровождающимся внутриплитным магматизмом. Незначительный по объему мезозойский вулканизм проявился в крайних частях платформы как результат снятия обстановки сжатия в пределах ВЕП лишь в позднем триасе.

Примечательной особенностью геодинамической эволюции ВЕП является периодичность вращения литосферной плиты в ходе истории дрейфа. Вне зависимости от того, входила ли Балтика в состав суперконтинента или осуществляла «свободный» дрейф, ее вращение происходило по часовой стрелке, когда она удалялась от палеоэкватора на юг или на север, и против часовой стрелки, когда она приближалась к палеоэкватору со стороны одного из полюсов Земли. Возможно, это связано с вращением самой Земли, вызывающим неравномерное воздействие ротационных сил на литосферные плиты в ходе их перемещения в субмеридиальном направлении. Во всяком случае, эта особенность движений ВЕП отразилась в последовательном изменении роли геодинамических факторов, определявших в неогее проявления рифтогенеза и внутриплитного магматизма.

Исследования выполнены с поддержкой РФФИ (проект № 98-05-64737).

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
2. Махоткин И.Л., Журавлев Д.З., Саблуков С.М., Жердев П.Ю., Томпсон Р.Н., Гибсон С.А. Плюм-литосферное взаимодействие как геодинамическая модель образования Архангельской алмазносной провинции // ДАН. 1997. Т. 353, № 2. С. 228–23.
3. Pesonen L.J., Torsvik T.H., Elming S.-A., Bylund G. Crustal evolution of Fennoscandia - palaeomagnetic constraints // Tectonophysics. 1989. V. 162. P.27–49.
4. Torsvik T.H., Lohman K.C., Sturt B.A. Vendian glaciations and their relation to the dispersal of Rodinia: Paleomagnetic constraints // Geology. 1995. V. 23, № 8. P. 727–730.
5. Torsvik T.H., Taft J., Moralev V.M., McKerrow W.S., Sturt B.A., Roberts D. Ordovician palaeogeography of Siberia and adjacent continents // J. Geol. Soc. London. 1995. V. 152. P. 279–287.
6. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–15.

Вещественные комплексы аккреционной структуры п-ва Тайгонос (Северо-Восток России) – состав и геодинамическая интерпретация

Вещественные комплексы, встречающиеся в структурах древних зон перехода океан–континент, являются своеобразной летописью процесса конвергенции и главным источником данных о составе и истории формирования древней океанической коры и фронтальных частей островных дуг (активных континентальных окраин).

Полуостров Тайгонос традиционно рассматривается в качестве фрагмента структуры, сформированной над конвергентной границей Палео- и Мезопацифики. В его пределах выделяются комплексы, относящиеся к разновозрастным островным дугам – позднепалеозойской–раннемезозойской Кони-Тайгоносской и позднеюрской–раннемеловой Удско-Мургальской [1,3,5,6]. Южная прибрежная часть п-ова Тайгонос интерпретируется как древняя аккреционная призма, основные фрагменты которой выходят на мысе Поворотный и п-ове Елистратова.

В строении мыса Поворотный участвует несколько крупных тектонических пластин, разделенных полосами серпентинитовых меланжей. Эти пластины гетерогенны и сложены чешуями разновозрастных кремнисто-вулканогенных, терригенно-вулканогенных и терригенных (в том числе и микститовых) породных ассоциаций. Проведенный ранее анализ этих ассоциаций позволил произвести предварительную типизацию комплексов. Так были выделены: лагерный тип разрезов – с бонинитами [6,7] и туфотерригенными породами (включающими микститовые горизонты), и кингивеевский тип разрезов – существенно базальт-кремнистый. Среди вулканитов «кингивеевского» типа выделялись толеиты СОХ и надсубдукционные толеиты, а среди ассоциирующих с ними кремнистых и глинистых пород – разности, накаливавшиеся в различных фациальных зонах океанического бассейна [2].

Дополнительное изучение разрезов и геохимический анализ слагающих их пород позволили не только уточнить, но и внести определенные коррективы в представления о строении и развитии аккреционной структуры мыса Поворотный. Были выделены разрезы, сложенные базальтами типа Н-СОХ. Среди этих базальтов заключены гидротермальные и гидротермально-осадочные силициты, имеющие характерные геохимические признаки. Это низкое содержание РЗЭ с Се-минимумом и высокой долей ТРЗЭ, т. е. распределение редких земель в этих силицитах аналогично распределению РЗЭ в глубинной окисленной океанской воде. В строении

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

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

и изменении состава осадочного чехла, перекрывающего базальты типа Н-СОХ, установлены отчетливые закономерности. Базальные осадки представлены либо слабокарбонатными умбрами, либо карбонатами, последовательно сменяющимися вверх по разрезу кремнисто-карбонатными, кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами. Отчетливо прослеживается и изменение геохимических характеристик пород вверх по разрезу – снижение доли гидротермальной компоненты и увеличение роли литогенной фазы. Соответственно, происходит и изменение характера распределения РЗЭ, со снижением Се-минимума и приближением спектра к сланцевому. Для разных разрезов установлен возраст базальных горизонтов, охватывающий интервал от ладинского до норийского ярусов.

Изучение разрезов, надстраивавших «базальные» горизонты, выявило следующие закономерности. В интервале ранней–средней юры в этих разрезах преобладают радиоляриевые яшмы с высокой долей тонкой литогенной компоненты, при отсутствии видимого влияния гидротермальных источников. Накопление подобных пород, вероятно, происходило в абиссальной обстановке в зоне высокой биопродуктивности. Однако в конце средней юры в разрезах фиксируется появление сильно фракционированных океанических толеитов, сопоставимых с ферротолеитами трансформных разломов. Соответственно, появляются кремнистые породы с высокой долей гидротермальной компоненты, вплоть до железистых силицитов. Для подобного разреза установлен hiatus, когда на среднеюрские радиоляриты налегают раннемеловые радиоляриевые кремнистые туффиты. Строение этих туффитов свидетельствует об их укладке придонными течениями, а геохимические параметры типичны для осадков зон конвергенции.

Среди пластин аккреционной призмы встречен экзотический тип эдафогенных отложений – красные алевритистые аргиллиты, содержащие остатки многочисленных радиолярий верхов средней юры и кластику основных пород и гипербазитов. Среди геохимических особенностей этих пород выделяются весьма высокие концентрации Ni и Cr, что согласуется с составом обломочной части, однако полностью отсутствуют видимые следы влияния гидротермальных источников. Несмотря на мафический состав кластики, низкие отношения Fe/Al в породах, свидетельствуют о незначительной роли смектитов в глинистой составляющей. Все эти особенности позволяют исключить СОХ, как область накопления этих отложений. Наиболее приемлемые варианты – зона трансформного разлома без проявления активного вулканизма или начальные этапы формирования зоны конвергенции.

Другой тип разрезов, участвующих в строении пластин мыса Поворотный, имеет вулканогенно-кремнисто-терригенный характер. Вулканиты представлены базальтами и андезибазальтами, которые по своим геохимическим характеристикам аналогичны сильно истощенным толеитам незрелых островных дуг. Их особенностью является выраженный Nb-минимум. Среди лав встречаются прослойки лавагломератов, гиалокластитов, туфосилицитов, пепловых базальтовых туфов и туфоалевролитов с

радиоляриями кимериджа–титона. Геохимические параметры туфосилицитов и туфоалевролитов сопоставимы с параметрами осадков зон конвергенции (фронтальных частей островных дуг). Отмечается несогласное налегание пород этой ассоциации на деструктурированный комплекс параллельных диабазовых даек, также имеющих надсубдукционные характеристики. Сходные геохимические параметры имеют и мощные диабазовые залежи, интрузирующие породы океанического чехла в пластинах мыса Поворотный.

Для «лагерного» типа разрезов, занимающего наиболее северное положение среди пластин мыса Поворотный, характерна сильная фациальная изменчивость и пестрота в составе вулканических и осадочных пород. По геохимическим данным среди вулканитов выделены бониниты, фракционированные толеиты и обогащенные базальты. Как фракционированные толеиты, так и обогащенные базальты, как правило, несут в себе геохимические следы влияния зоны субдукции. Среди осадочных пород ассоциации наибольший объем занимают склоновые фации, однако присутствуют туфосилициты и кремнистые туффиты, накопление которых происходило на террасах, изолированных от основных путей перемещения обломочного материала. Геохимические характеристики этих пород идентичны параметрам осадков зон конвергенции. Возраст определен по радиоляриям в интервале кимеридж–титон. Наиболее приемлемы два варианта интерпретации «лагерного» типа разрезов: 1) начальный этап формирования энсиматической островной дуги и 2) инициальный вулканизм во фронтальной части «конструктивной» островной дуги. Обилие субаркозowego материала в склоновых отложениях «лагерных» разрезов, делает второй вариант более предпочтительным.

Иное строение имеет п-ов Елистратова. Тектонические пластины серпентинитового меланжа, гипербазитов, кумулятивных габброидов и пород дайкового комплекса (стратиграфически перекрыты раннемеловыми туфотерригенными отложениями) круто погружаются на севере под толщу позднеюрских–раннемеловых известково-щелочных вулканитов. В меланж погружены различные по размеру блоки гарцбургитов, дунитов, metabазальтов и радиоляритов. Пластина габброидов смята в пологую синклинальную складку и подстилается на юге пластиной гарцбургитов.

Гарцбургиты, подстилающие габброиды, как на севере, так и на юге – это крайне истощенные породы, с высокими концентрациями Ni и Cr и низкими содержаниями R3Э с отчетливым V-образным характером их распределения. Предполагается, что это мантийные рестины, испытавшие неоднократное частичное плавление и вторично обогащенные над зоной субдукции. Подобные гарцбургиты надсубдукционной природы были выделены и на мысе Поворотный в зоне Главного меланжа [4].

Среди кумулятивных габбро встречаются блоки и зоны насыщения сближенными дайками пестрого состава. По составу эти дайки варьируют от базальтов до риолитов и по геохимическим характеристикам разделяются на два типа – истощенные островодужные толеиты (преобладающий тип)

и бониниты. Идентичные по составу породы встречаются в глыбах и обломках грубообломочных отложений берриасс-валанжинского возраста.

Таким образом, в южной части п-ова Тайгонос выходит сильно деформированная и эродированная аккреционная призма, сложенная перемешанными пластинами различных частей океанической коры и надсубдукционных построек. Состав фрагментированных частей океанической коры позволяет, с определенной степенью условности, восстановить историю ее развития. При интерпретации надсубдукционных комплексов с учетом их структурных позиций, возможны альтернативные решения: 1) вхождение в аккреционную структуру Тайгоноса энсиматической островной дуги со своим аккреционным клином; 2) инициальный этап магматизма во фронте древней конструктивной островодужной постройки, сопровождавшийся периодическими деформациями и аккрецией фрагментов океанической коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 99-05-65649).

Литература

1. Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
2. Константиновская Е.А. Мезозойские океанические кремнистые породы в аккреционной структуре п-ова Тайгонос (Северо-Восток России) // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 3–21.
3. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
4. Паланджян С.А., Дмитренко Г.Г. Перидотиты Прибрежного пояса Тайгоноса: Химический состав минералов как показатель геодинамической обстановки формирования офиолитов // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС. Т.2. С. 53–57 (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т.2).
5. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
6. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пасифика в позднюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
7. Чехов А.Д., Паланджян С.А. К тектонике офиолитов полуострова Тайгонос // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 25–33.

Ю.А. Морозов¹

Структурные парагенезы транспрессии и транстенсии по результатам экспериментов и в сопоставлении с природными данными

По мере накопления геологами коллективного опыта становится все более очевидным то обстоятельство, что деформация в земной коре чаще всего протекает комбинированным способом через сочетание и согласованность (термин А.В. Лукьянова [1]) простых ее типов – сжатия, растя-

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

жения и сдвига. Именно поэтому в последнее время все более широко стали использовать понятия транспрессии и транстенсии для обозначения комбинаций сдвига и сжатия и сдвига на фоне растяжения, соответственно [6-8]. Возникающие при этом структурные парагенезы, вероятно, также должны иметь комбинированный или интегральный характер. И если для простых типов деформации структурные парагенезы достаточно хорошо известны [3,4,9], то для комбинационных ситуаций такой ясности до сих пор нет. Происходит ли в таких случаях простое сложение элементов структурных парагенезов или же имеет место их модификация, интерференция или формирование новых структурных форм; каковы наиболее характерные особенности структурных парагенезов транспрессии и транстенсии – это те вопросы структурно-парагенетического анализа, которые ждут своего решения. Частично ответ находится при структурно-геологическом анализе природных объектов, но не менее важно воспользоваться теми ориентирами, которые дает тектоническое моделирование [5].

Ранее автор уже приводил некоторые результаты моделирования ситуаций транспрессии и транстенсии [2], которые показали немало существенных особенностей как протекания этих процессов, так и их структурного результата, в той или иной степени схожего с природными примерами. В последующем моделирование было продолжено. В экспериментах воспроизводились, по сути дела, условия *нагружения* соответствующих типов в модельных образцах различного состава, сложения и структуры, деформационных свойств (слоистые или монолитные образцы глины разной мощности и различной степени влажности, смеси песка с солидолом в разных пропорциях и др.). Сам модельный материал воспринимался, в первую очередь, как “маркер” формирующихся структур и, в меньшей степени, как аналог природных материалов с соответствующими деформационными свойствами. Последние могли быть схожи только в самом общем смысле-по типу деформационного поведения: хрупкого, хрупко-пластичного, вязко-пластичного или вязкого. Скорости деформации также подбирались такие, что бы в конечном итоге в модельном материале проявился некий структурный результат. При всех этих ограничениях и упрощении, тем не менее, часто удавалось в образцах с разными деформационными свойствами и составом воспроизвести структуры, схожие в общих чертах и даже в некоторых деталях, как между собой, так и с природными примерами. Общими неизменно оставались лишь условия нагружения, которые в разных моделях или сериях экспериментов достигались различными способами.

В условиях транспрессии, сочетающих в себе обстановку сжатия и простого сдвига, ожидалось совместное проявление соответствующих элементов структурных парагенезов. В процессе моделирования они действительно появлялись в интегральной структурной картине, но в определенном и достаточно устойчивом видоизменении. Так, системы надвигов, как элементы обстановки сжатия, здесь располагались не субперпендикулярно, а под углом к направлению сжимающего усилия и одновременно к

магистральной зоне транспрессивного сдвига с отклонением от ее простираения против или по часовой стрелке в зависимости от знака смещения. Отмечено их предпочтительное развитие в сегментах сжатия двух сопряженных по зоне магистрального сдвига блоках. Кроме того, надвиги, как правило, образуют дивергентно-веерную систему (структуру “пальмового дерева”) относительно магистрального сдвига и сами деформируются системами прямых складок, также ориентированными косо относительно и оси сжатия и зоны сдвига. Принципиально важно и то, что каждый из надвигов одновременно имел и сдвиговую компоненту, соответствующую знаку смещения вдоль магистральной зоны транспрессивного сдвига. Зоны надвигов и поверхности их сместителей, как правило, пересекались системами сопряженных, синтетических и антитетических сколов Риделя. При этом первые отличались дивергентно-веерным положением относительно зоны магистрального сдвига, а вторые приобретали наклон и образовывали систему с закономерным чередованием конвергентно и дивергентно расположенных поверхностей сместителей. В моделях с хрупким поведением материала наиболее ярко проявлялись трещины отрыва, которые обычно располагались косо по отношению к зоне магистрального сдвига и часто пересекались с соответствующими смещениями теми и другими сколами Риделя. Полученные результаты позволили создать обобщенную схему структурного парагенеза транспрессии (рис. 1), отдельные элементы которого или целые их сочетания распознаются в структурных рисунках многих разновозрастных складчатых поясов, изучавшихся автором (Южный Тянь-Шань, Султан-Увайс, Приладожье, Беломорье, Печенга).

В условиях транстенсии, определяемых действием сдвига на фоне растяжения (раздвига), также формируется сложный, интегральный структурный парагенез, общая картина которого, как и отдельные детали, пока еще мало изучены и практически не описаны в литературе. В нескольких сериях экспериментов, воспроизводивших транстенсивные условия нагружения образцов разного состава и сложения, были получены достаточно устойчивые, неизменно повторяющиеся структурные результаты, позволяющие в общих чертах судить о собственно структурном парагенезе транстенсии (рис. 2). Так как при этом нагружении преодолевается прочность материала на отрыв, но также действуют и тангенциальные напряжения, вся структурная картина в целом складывается из сочетаний трещин отрыва и смещений сдвигового характера.

Эксперименты показывают, что зарождающиеся трещины отрыва в своем расположении в пределах модельных образцов контролируются несколькими характерными направлениями, как раз определяемыми сдвиговой и растягивающей составляющими (см. рис. 2, а). Часть трещин отрыва или их отдельные отрезки располагаются субперпендикулярно направлению раздвига, в то время как концы этих трещин или самостоятельные системы трещин “прорастают” под углом и кулисно к оси сдвига, с разворотом против или по часовой стрелке, в зависимости от знака

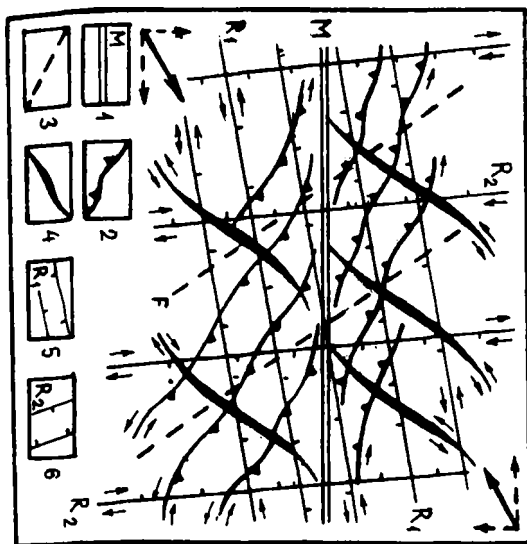


Рис. 1. Обобщенный структурный парагенез транспрессии.

1 - магистральный сдвиг; 2 - надвиги; 3 - оси складок; 4 - трещины отрыва; 5 - синтетические сколы Риделя; 6 - антитетические сколы Риделя

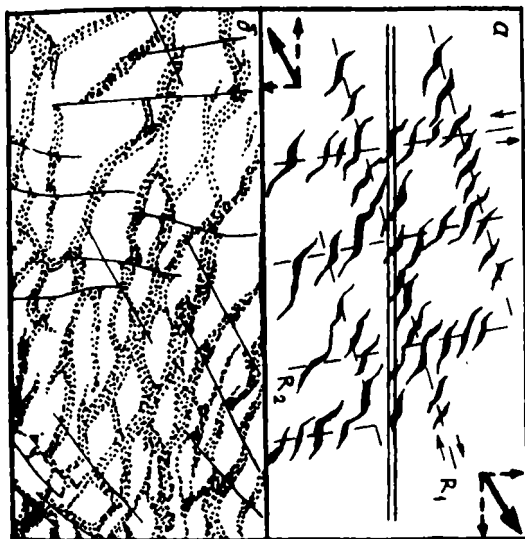


Рис. 2. Структурный парагенез транспрессии на начальной стадии (а) и на продвинутой стадии (б) деформационного процесса

сдвигового смещения. При этом кулисы трещин отрыва отчетливо группируются в линейные зоны, соответствующие направлениям синтетических и антитетических сколов Риделя, вдоль которых происходят сдвиговые смещения соответствующего знака. Небольшие компоненты сдвига фиксируются также и вдоль каждой из этих трещин отрыва.

По мере развития деформационного процесса отдельные трещины в кулисных рядах соединяются друг с другом, формируя ветвисто-ячеистую сеть, разбивающую образец на блоки определенной морфологии, вытяну-

тости и размера. Отмечено, что морфологическая картина формирующейся структуры закономерно меняется в зависимости от соотношения долей сдвиговой и растягивающей компонент: при доминировании раздвиговой составляющей преобладают трещины субпараллельные оси сдвига, определяющие предпочтительный размер блоков в том же направлении. Наоборот, при усилении сдвиговой компоненты лучшее выражение получают диагонально ориентированные трещины отрыва и такая же вытянутость блоков. В последнем случае проявляются и чисто сколовые смещения по двум сопряженным направлениям Риделя (см. рис.2,б).

В отдельной серии экспериментов оценивалась роль смены знака сдвигового смещения в процессе развивающейся деформации на конечный структурный результат. В связи с тем, что такая смена приводит к переиндексации осей эллипсоида деформации и направление сжатия оказывается направлением растяжения (и наоборот), кинематическая ситуация в пределах модели существенно меняется. Так, например, при трансенсии смена знака смещения по магистральному сдвиговому направлению приводила и к смене знаков по направлениям сопряженных сколов Риделя, а это, в свою очередь, приводило к закрытию отдельных трещин отрыва или их некоторых отрезков, так же как и к возникновению трещин растяжения новых ориентировок. Это означает, что даже в условиях общего растяжения, при смене знака сдвиговой составляющей, могут возникать локальные условия сжатия, с соответствующим структурным результатом.

Полученные при моделировании деформаций в условиях трансенсии структурные результаты имеют определенную схожесть со структурными рисунками и восстановленными кинематическими схемами для некоторых региональных примеров, в частности, - для картин лопийских и сумий-сариолий-ятулийских трогов Карельского массива Балтийского щита. Это открывает путь для построения новых геодинамических моделей эволюции этого и других регионов через сочетание режимов трансенсии и трансенсии.

Литература

1. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
2. Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях трансенсии и трансенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН 1997. С. 219 - 258.
3. Разломы и горизонтальные движения земной коры. Под. ред. А.В. Пейве. М.: Изд-во АН СССР. 1963, 312 с.
4. Расцветасв Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Изд-во АН СССР 1987. С.173 - 235.
5. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза // Геотектоника. 1997. №1. С. 82 - 89
6. Harland W.B. Tectonic transpression in Calidonian Spitzbergen // Geol. Mag. 1971. V. 108. P.27-42.
7. Jones R.R., Tanner P.G., Strain partitioning in transpression zones // J. Struct. Geol. 1995. V. 17 № 6. P. 793 - 802.
8. Sanderson D.J., Marchini W.R.D. Transpression. // J. Struct. Geol. 1984. V. 6. P. 449-458.
9. Sylvester A.G. Strike-slip faults// Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100, № 11. P. 1666-1703.

Прямой подход к определению полей тектонических напряжений

Экспериментальные данные об ориентации главных горизонтальных напряжений $S_{H,max}$ и $S_{H,min}$ в земной коре, полученные при анализе различных натуральных индикаторов напряжений, пространственно дискретны [1]. Сплошное двумерное поле внутриплитных напряжений определяется на основе методов математического моделирования. Традиционный подход опирается на классическую постановку задачи теории упругости и подразумевает задание на контуре Γ исследуемой области вектора напряжений (или смещений).

Величины граничных напряжений выбираются из теоретических оценок движущих сил. Подбор решения считается удачным, если рассчитанные ориентации максимальных сжимающих напряжений $S_{H,max}$ достаточно хорошо согласуются с экспериментальными. Таким образом, общепринятый подход к определению полей напряжений, использующий измеренные направления $S_{H,max}$ как ограничения на искомое решение, является по сути обратным. Из-за существенных расхождений в оценках движущих сил разные авторы, добиваясь удовлетворительного согласования рассчитанных и измеренных направлений $S_{H,max}$, получают для одного и того же региона поля главных напряжений, сильно различающиеся как количественно (почти на порядок величины), так и качественно.

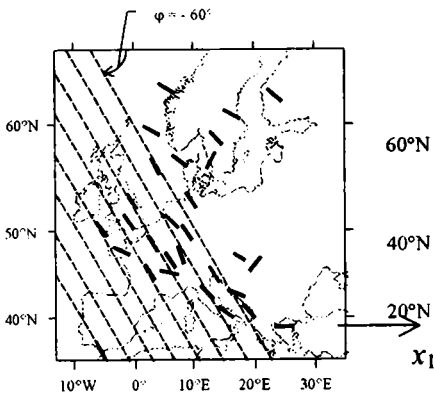
Нами предлагается прямой подход к определению полей внутриплитных напряжений, который использует экспериментальные данные не в качестве ограничений на искомое решение, а как входную информацию. Введем в рассмотрение функции напряжений

$$P(z, z) = -\frac{1}{2}(S_{H,max} + S_{H,min}), \quad D(z, z) = \tau e^{i\alpha} \left(\tau = \frac{1}{2}(S_{H,max} - S_{H,min}) \geq 0 \right), \quad (1)$$

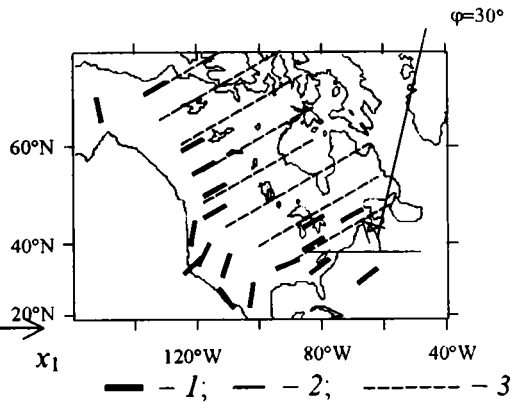
зависящие от комплексно-сопряженных переменных $z = x_1 + ix_2$, $\bar{z} = x_1 - ix_2$, где x_1, x_2 – декартовы координаты в горизонтальной плоскости. Модуль $\tau = |D|$ функции D равен максимальному касательному напряжению в плоскости x_1, x_2 , а аргумент $\alpha = \arg(D)$ выражается в виде

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

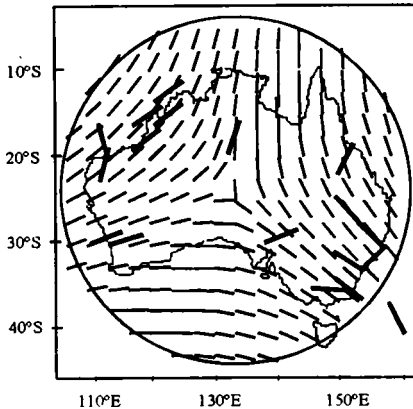
² Университет Западной Австралии (UWA), Перт, Австралия.



а



б



в

Экспериментально (1) и теоретически (2) определенные направления максимального сжимающего напряжения $S_{H,max}$ траектории $S_{H,max}$ (3)

а – Западная Европа, б – Северная Америка, в – Австралия

$\alpha = -2\varphi$, где угол φ отсчитывается от положительного направления оси x_1 до оси $S_{H,max}$ против часовой стрелки. Определение поля тензора напряжений $T(z, \bar{z})$ сводится к вычислению трех полей $S_{H,max}(z, \bar{z})$, $S_{H,min}(z, \bar{z})$, $\varphi(z, \bar{z})$ или, что то же, трех полей $P(z, \bar{z})$, $\tau(z, \bar{z})$, $\alpha(z, \bar{z})$.

Пусть ориентации $S_{H,max}$ измерены достаточно плотно так, что в области может быть определена функция $\varphi(z, \bar{z})$ (или, что то же, $\alpha(z, \bar{z})$). Тогда условия равновесия предстают замкнутой системой двух диффе-

ренциальных уравнений гиперболического типа относительно функций $P(z, \bar{z}), \tau(z, \bar{z})$, в которой характеристиками являются траектории главных напряжений [2]. При этом необходимость в задании определяющих соотношений отпадает. Поле траекторий в возникающей неклассической задаче механики сплошной среды определяет искомое поле $\mathbf{T}(z, \bar{z})$ с точностью до двух функций, каждая из которых зависит от одного переменного. Функции фиксируются, например, заданием напряжений $S_{H,\max}$ и $S_{H,\min}$ на незамкнутой части контура Γ .

В качестве примера рассмотрим те регионы (в частности, – значительные части Западной Европы и Северной Америки), где ориентировки $S_{H,\max}$ выдержаны по направлению на больших пространствах [1] (рисунок, а, б). Здесь реализуется однородное поле траекторий ($\alpha = \alpha_0 = \text{const}$), и общее решение имеет вид [3]

$$\begin{aligned} S_{H,\max}(z, \bar{z}) &= F(\bar{z}e^{i\varphi} - ize^{-i\varphi}), \\ S_{H,\min}(z, \bar{z}) &= G(\bar{z}e^{i\varphi} + ze^{-i\varphi}), \quad \varphi(z, \bar{z}) = -\frac{1}{2}\alpha_0, \end{aligned} \quad (2)$$

где F и G – произвольные функции своих аргументов. Для Западной Европы в (2) следует положить $\alpha_0 \approx 2\pi/3$ (см. рисунок, а), а для Северной Америки $\alpha_0 \approx \pi/3$ (см. рисунок, б).

Если количество замеров внутри региона недостаточно для надежного определения поля траекторий, то экспериментальная информация используется в предлагаемом подходе в качестве краевых условий. Ограничимся рассмотрением платформ, для которых справедлива модель упругого деформирования, и зададим следующие краевые условия на границе Γ исследуемой области

$$\Gamma: \quad \alpha = \alpha_\Gamma(s), \quad \frac{\partial \alpha}{\partial n} = \alpha'_n(s), \quad (3)$$

где $\alpha' \partial n$ – производная по направлению внешней нормали к контуру; α_Γ и α'_n – заданные функции длины дуги s вдоль контура. Условия (3), которые могут быть получены из анализа натуральных индикаторов напряжения, определяют изменение ориентации напряжения $S_{H,\max}$ на границе региона (вдоль контура и внутрь области). Для произвольной односвязной области общее решение задачи представляется суммой конечного числа линейно независимых решений [4, 3]. Число этих решений вполне опре-

деляется индексом задачи

$$2K = \frac{1}{2\pi} \int_{\Gamma} d\alpha = -\frac{1}{\pi} \int_{\Gamma} d\varphi, \quad (4)$$

где контур области Γ обходится против часовой стрелки. При $2K \geq -1$ задача разрешима, а при $2K < -1$ – не имеет ограниченного решения.

Пусть для простоты исследуемая область представляет собой единичный круг, а правые части в граничных условиях (3) заданы как

$$\Gamma: \alpha_{\Gamma} = \alpha_0 + 2K\vartheta, \quad \alpha'_n = 0, \quad 2K=0, \pm 1, \pm 2, \dots, \quad (5)$$

где $\alpha_0 = \text{const}$, а ϑ – полярный угол. Общее решение для $T(z, \bar{z})$ при $2K \geq 0$ содержит $4K+5$ произвольных действительных постоянных, а при $2K = -1$ таких постоянных в решении две. Для конкретного региона эти константы можно определить с помощью соответствующего количества инструментальных замеров напряжений.

Ограничимся рассмотрением некоторых частных случаев. При $2K=0$

$$\tau(z, \bar{z}) = a_1 \bar{z}z + a_0 \bar{z} + \bar{a}_0 z + b_0,$$

$$P(z, \bar{z}) = \text{Re}(e^{i\alpha_0} (a_1 z^2 + 2a_0 z)) + c, \quad \alpha(z, \bar{z}) = \alpha_0 \quad (6)$$

причем произвольные постоянные a_1, b_0, c – действительные, а a_0 – комплексная. Поле $T(z, \bar{z})$ в (6) имеет прямолинейные траектории главных напряжений и заменяет поле (2), если для областей с выдержанными направлениями $S_{H,\max}$ (см. рисунок, а, б) принята модель упругого тела.

В отличие от регионов, изображенных на рисунке, а, б, континентальная Австралия характеризуется неоднородным распределением направлений $S_{H,\max}$ (см. рисунок, в). Экспериментальные данные не противоречат предположению о вращении оси $S_{H,\max}$ на угол $-\pi$ по часовой стрелке при обходе контура Австралии против часовой стрелки, что соответствует $2K=1$. Тогда для единичного круга, содержащего Австралию, функция D при некоторых дополнительных условиях выражается в виде

$$D = e^{i\alpha_0} z C(z, \bar{z}), \quad C(z, \bar{z}) = a_2 z \bar{z} + a_1 \bar{z} + \bar{a}_1 z + b_1 \geq 0 \quad \text{Im}(a_2) = \text{Im}(b_1) = 0 \quad (7)$$

Постоянные a_1, a_2 и b_1 влияют на величины напряжений, α_0 – на направления главных осей. Наилучшим образом (визуально) поле направлений $\varphi(z, \bar{z})$ соответствует натурным данным об ориентации $S_{H,\max}$ при выборе $\alpha_0 \approx 2\pi/3$ (см. рисунок, в).

Таким образом, в рамках традиционного подхода получаемые поля региональных напряжений модельны в той же степени, в какой модельны оценки движущих сил. Предлагаемый прямой подход не нуждается в использовании этих гипотетических и противоречивых оценок. Реальное и единственное (на выбранном масштабе осреднения) решение должно выделяться с помощью дополнительных замеров напряжений. Число замеров определяется *a-priori*.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №99-05-64945).

Литература

1. Zoback L.M. et al. Global patterns of tectonic stress // Nature. 1989. V. 341. P. 291–298.
2. Мухамедиев Ш.А. К проблеме восстановления поля тензора напряжений в блоках земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 5. С. 29–38.
3. Мухамедиев Ш.А. Неклассические краевые задачи механики сплошной среды для геодинамики // ДАН. 2000. Т. 373, № 2.
4. Galybin A.N., Mukhamediev Sh.A. Plane elastic boundary value problem posed on orientation of principal stresses. // J. Mech. Phys. Solids. 1999. V. 47, № 11. P. 2381–2409.

Ш.А. Мухамедиев¹, В.А. Николаев

Интенсивность кривизны изгибаемой литосферы как показатель тектонической активности и напряженного состояния (на примере новейших деформаций литосферы Северной Евразии)

Данные о вертикальных движениях земной коры (ВДЗК) за новейший этап развития позволяют сделать важные заключения о тектонических особенностях развития исследуемого региона. На основе этих данных недавно в масштабе 1:5 000 000 была построена карта новейшей тектоники такой обширной территории как Северная Евразия [1]. Нами, совместно с А.Ф. Грачевым и В.А. Магницким, были исследованы геометрические характеристики поверхности ВДЗК Северной Евразии, т.е. той поверхности, абсолютные отметки которой совпадают с амплитудами V новейших ВДЗК в соответствующих географических точках. Для этой поверхности были построены карты главных кривизн K_{\min} , K_{\max} , средней $K_{mean} = (K_{\min} + K_{\max})/2$ и гауссовой $H = K_{\min} K_{\max}$ кривизн, а также интенсивности кривизны $K_{int} = (K_{\max} - K_{\min})/2$ [2]. Анализ геометрических характеристик был проведен для основных геоструктурных областей (платформенных, орогени-

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

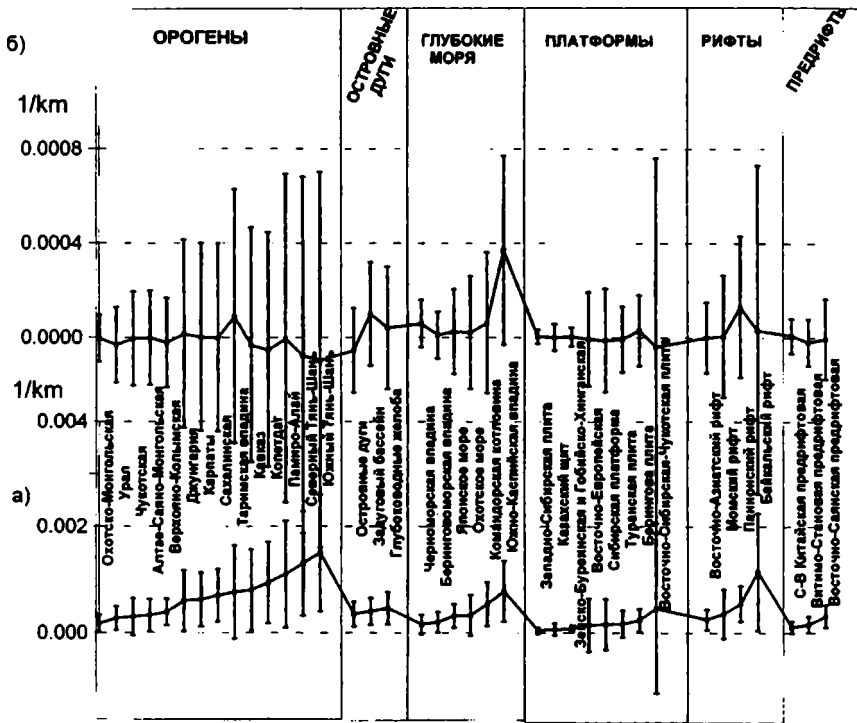


Рис. 1. Графики интенсивности кривизны (а) и средней кривизны (б) для отдельных геоструктур Северной Евразии. Длина вертикальной черты соответствует величине дисперсии внутри соответствующего региона

ческих, рифтовых и др.), а также для 42 регионов в пределах этих областей (рис. 1).

На построенных картах кривизн достаточно надежно выделяются стабильные блоки (материковые платформы) и подвижные пояса (рифтовые и орогенические зоны). В частности, на карте интенсивности кривизны повышенные значения K_{int} реализуются для орогенических и некоторых рифтовых областей. Для впадин глубоководных морей повышенные значения K_{int} не характерны. В орогенических областях Центральной Азии повышенные значения K_{int} образуют, в основном, вытянутые субширотные зоны. На Кавказе такие зоны имеют СЗС простираение. На карте K_{mean} упомянутые зоны выделяются гораздо менее уверенно (за исключением Кавказа), а на карте гауссовой кривизны H структурированность орогенических областей пропадает совсем. Корреляционный и факторный анали-

зы геометрических характеристик показали, что поверхность ВДЗК Северной Евразии представляет собой своеобразное сочетание различных типов поверхностей, изучаемых в дифференциальной геометрии. Результаты анализа позволяют выдвинуть предположение, что в будущем возможно провести классификацию новейших структурных форм не просто по признаку активности ВДЗК, а по комплексу гораздо более тонких признаков – величин тех или иных характеристик кривизны и корреляционных зависимостей между ними.

Возникает вопрос о физическом смысле и относительной важности для геодинамических и сейсмологических приложений той или иной характеристики кривизны. Эти характеристики по-разному связаны с инвариантами тензора изгибной горизонтальной деформации приповерхностных слоев литосферы. В частности, в рамках гипотезы плоских сечений, принятой в теории изгиба тонких пластин и оболочек, средняя деформация $\varepsilon = (\varepsilon_{\max} + \varepsilon_{\min})/2$ выражается через среднюю кривизну как $\varepsilon = -hK_{\text{mean}}/2$, а интенсивность сдвиговых деформаций $\gamma = (\varepsilon_{\max} - \varepsilon_{\min})/2$ связана с интенсивностью кривизны соотношением $\gamma = hK_{\text{int}}/2$ (рис. 2). Здесь ε_{\max} и ε_{\min} – главные деформации, h – мощность литосферы. Объемные деформации в сейсмотектонике играют подчиненную роль по сравнению со сдвиговыми, и поэтому K_{int} , в существенно большей мере предопределяет характер сейсмических и некоторых других процессов в литосфере.

Кинематический смысл K_{int} позволяет использовать эту характеристику кривизны для оценки максимально возможной магнитуды землетрясения M_{\max} . Действительно, на основе необременительных предположений, выдвинутых в работе [3], можно получить связь между скоростью изменения интенсивности кривизны и скоростью высвобождения сейсмического момента M_0

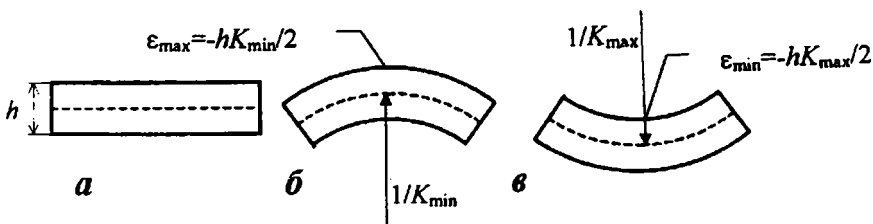


Рис. 2. Связь главных кривизн с главными горизонтальными деформациями на поверхности литосферы в рамках гипотезы Кирхгофа-Лява. Исходное невозмущенное состояние блока литосферы – а; сечение деформированного блока литосферы вдоль направления главной кривизны K_{\min} – б, K_{\max} – в

$$M_0 = \mu(h_1^2 - h_2^2)AK_{\text{int}}, \quad (1)$$

где μ – модуль сдвига, h_1 и h_2 – высоты кровли и подошвы сейсмоактивного слоя, отсчитываемые от срединной поверхности литосферы; A – коэффициент, зависящий от степени разориентированности сейсмических подвижек и от отношения интенсивностей асейсмичной и сейсмотектонической деформации. Величину M_0 на основе закона повторяемости землетрясений и корреляционной зависимости между M_0 и магнитудой землетрясения M можно связать с максимально возможной магнитудой M_{max} . Оценивая геологическими методами и зная параметры сейсмического режима, можно определить искомую величину. Именно на основе этого подхода по данным о новейших ВДЗК были построены карты для Восточно-Европейской платформы [3].

Величина K_{int} также определяет распределение касательных напряжений в литосфере. В частности, используя результаты работы [4], интенсивность горизонтальных касательных напряжений τ в приповерхностных слоях изотропной упруго изгибаемой литосферы можно записать в виде

$$\tau = \tau_g \sqrt{1 + h^2\omega^2 + 2h\omega \cos 2\varphi}, \quad (\omega = hK_{\text{int}} / 2\gamma_g) \quad (2)$$

где τ_g – интенсивность глобальных (передаваемых от границ литосферной плиты) касательных напряжений; γ_g – соответствующая этим напряжениям интенсивность деформаций сдвига; ω – тупой угол между направлениями наибольшей главной кривизны K_{max} и максимального горизонтального сжимающего напряжения S_{max} .

Отмеченные свойства интенсивности кривизны позволяют выделить ее среди других характеристик кривизны в геодинамических и сейсмологических приложениях. Кроме того, по сравнению, например, с K_{mean} и H обладает наименьшими коэффициентами вариации, т.е. отношениями стандартного отклонения к модулю осредненной по площади региона величины (таблица). Таким образом, средние по площади значения интенсивности кривизны могут рассматриваться в качестве скалярной характеристики, наиболее надежно и адекватно определяющей особенности формирования большинства регионов.

Коэффициенты вариации для характеристик кривизны новейших тектонических движений основных геоструктурных областей Северной Евразии

Характеристики кривизны	Платформы	Орогенные области	Предрифтовые области	Материковые рифты	Глубоководного моря	Островные дуги
K_{int}	3,3	1,1	0,8	1,3	1,0	0,6
K_{mean}	32,7	26,7	11,5	39,5	5,0	18,3
Н	31,1	16,0	9,6	12,0	37,8	18,1

Литература

1. Карта новейшей тектоники Северной Евразии в масштабе 1:5 000 000. / Под ред. А.Ф. Грачева. М.: НииЗарубежгеология, 1997.
2. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Николаев В.А. Геометрические характеристики новейших деформаций литосферы // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность литосферы Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачева. М.: Пробел. 2000. С. 309–341.
3. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Юнга С.Л. К определению максимально возможных магнитуд землетрясений на Восточно-Европейской платформе // Физика Земли. 1996. № 7. С. 3–20.
4. Мухамедиев Ш.А. Изгиб литосферы как причина некоторых сеймотектонических явлений // ДАН. 1992. Т. 324, № 5. С. 986–989.

**И.О.Невинский¹, В.И.Невинский¹, Т.В.Цветкова¹,
В.Л.Сывороткин²**

Отражение степени геодинамического сжатия тектонических структур в газовых полях планеты

На карте распределения центров отрицательных озоновых аномалий (рисунок), проявившихся над Россией и сопредельными территориями в период с ноября 1991 г. по май 2000 г. [1] нашел свое отчетливое выражение ряд тектонических структур, большинство из которых являются меридиональными разломными зонами: Урало-Каспийская, Обско-Памирская, Анабаро-Байкальская, Индигиро-Сахалинская. Кроме того, в пределах Восточно-Европейской платформы проявились Беломоро-Балтийская и Воронежская зоны. Карта построена по оперативным данным Росгидромета (г.Долгопрудный) и, по существу, на ней изображены области минимальной концентрации озона. Таким образом, содержание малой газовой компоненты, максимум которой приходится на высоты 20–25 км, представляет собой отражение тектонического строения территории.

¹ Научный центр естественной радиоактивности «ГЕЯ», Краснодар, Россия.
² Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия.

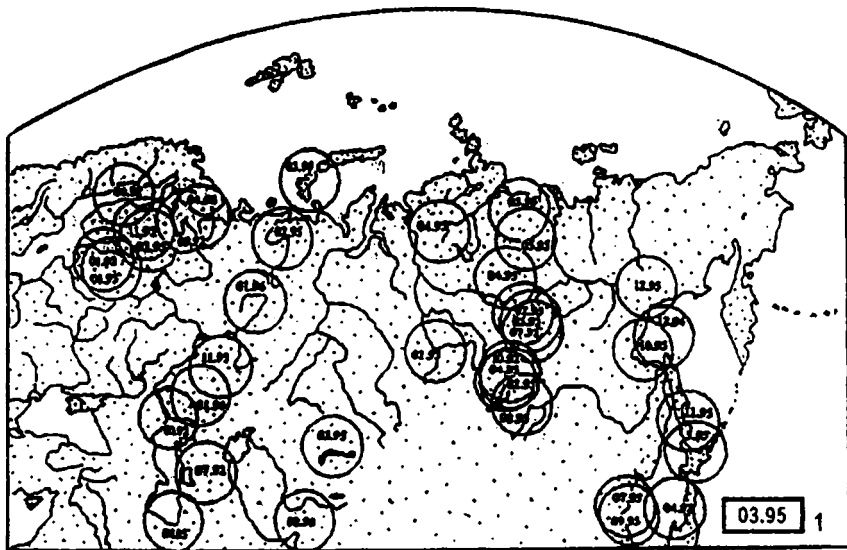


Рис. 1. Центры озоновых аномалий, образовавшихся над Россией и сопредельными территориями в период с 1991 по 2000 г. Карта составлена по оперативным данным центральной аэрологической обсерватории (г. Долгопрудный)
1 – месяц и год появления аномалии

Все вышеперечисленные структуры являются зонами активной дегазации и отчетливо проявляются в поле гелия, что установлено методами гелиевой съемки различного масштаба, выполненной в основном сотрудниками ВИМСа. Кроме того, многочисленные данные указывают на интенсивную водородную дегазацию упомянутых структур, что является прямым подтверждением водородной гипотезы разрушения озонового слоя.

Примечательной особенностью характера распределения центров озоновых аномалий является их отсутствие над территорией Крымско-Кавказского сегмента Альпийской складчатой области. Это обстоятельство чрезвычайно важно с экологической точки зрения, так как именно для этих районов характерен избыток биологически активного ультрафиолета.

В рамках водородной гипотезы отсутствие озоновых аномалий над Крымом и Кавказом может быть объяснено только отсутствием интенсивной водородной дегазации в этих регионах. Действительно, при проведении водородной съёмки некоторых гелинирующих разломов Западного Кавказа был получен отрицательный результат (отсутствие водородных аномалий). При картировании многих разломных структур на территории Краснодарского края также не были выявлены аномалии над водородным фоном.

Такое различие в поведении водорода и гелия в разных регионах, по мнению авторов, может отражать степень геодинамического сжатия тек-

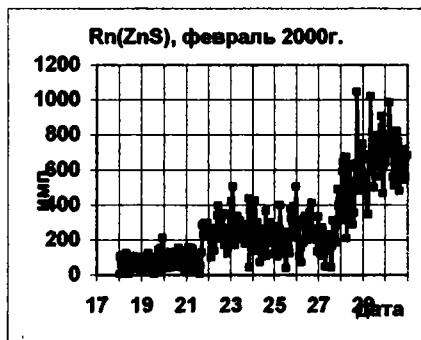
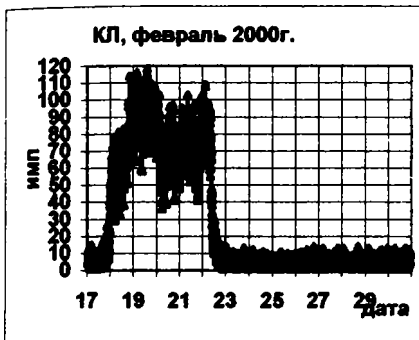


Рис. 2. Всплеск температуры 24.02.2000 в почве на глубине 50 м в штольне Новороссийска (вверху); рост интенсивности космического излучения (слева внизу) и - увеличения содержания радона в почве (справа внизу).

Землетрясение произошло в Сочи 29.02.2000 ($M=4,3$). Часовой «всплеск» в гамма-излучении произошёл 21.02.2000

тонических структур. В недрах Кавказа, испытывающих сжатие, химически активный водород сгорает, а инертный гелий выходит на поверхность, образуя аномалии над разломными структурами. Сгорание водорода в сжатых структурах происходит из-за большей степени и времени взаимодействия с каталитически активными поверхностями пород и минералов, которые могут, к тому же, периодически обновляться в результате тектонических подвижек. Возможно, что подтверждением нашего предположения о сгорании водорода в недрах Кавказа является эффект квазипе-

риодичных, а также более сильных аperiodичных скачков подземной температуры, обнаруженных в наблюдательных пунктах Научного центра естественной радиоактивности "ГЕЯ" при долгосрочном мониторинге. В частности, в подземном пункте (глубина 50 м) в Новороссийске, где осуществляется наблюдение за вариациями гамма-фона в разных энергетических диапазонах [2], почвенного радона, водорода, космических лучей и температуры в почве и в воздухе штольни (информация записывается каждые 5 мин) прослеживались несколько раз в году «всплески» почвенной температуры до 5° в течение десятков минут.

На рис. 2 показан пример такого «всплеска» вместе с данными содержания радона в почве штольни и гамма-излучения в интервале 3,5–5,0 МэВ в низкофоновой камере. Анализ последовательности возрастания активности разных параметров на примере Новороссийского пункта показывает возможную цепь: подъём активности космического излучения – часовой всплеск гамма-излучения в низкофоновой камере под землей – температурный всплеск – возрастание активности радона. После температурных всплесков происходит сильное землетрясение. Часовой «всплеск» гамма-активности в интервале 1,5–2,0 МэВ наблюдается за примерно 9 суток до регионального землетрясения. Природа низкоэнергетического космического излучения, регистрируемого нашей установкой, требует детального изучения, так как это могут быть как и частицы, задевающие край кристалла, так и действительно частицы низких энергий, которые практически не изучены. В любом случае поток их связан с деятельностью космоса. Поэтому необходимо искать космические процессы, с которыми могут быть связаны тектонические явления.

Комплексное изучение водорода и инертных газов (например, гелий, радон) в сочетании с температурным мониторингом, исходя из наших предположений, даёт, таким образом, важную информацию о геодинамических процессах в разломных зонах. Пункты создаваемой нами геодинамической радоновой сети [3] оснащаются также и водородными датчиками. Для изучения вариаций температуры в недрах Земли нами разработаны датчики температуры (работающие как в почве, так и в скважинах) с точностью 0,1° и с частотой опроса от 1 мин. до 2 ч. В случае 5-минутного опроса информация в памяти датчика может накапливаться в течение двух месяцев. Сброс накопленной информации осуществляется на переносной компьютер.

Литература

1. Сывороткин В.Л. Рифтогенез и озоновый слой. М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1996. 62 с.
2. Невинский И.О., Цветкова Т.В. Вариации гамма-фона в подземных низкофоновых установках // Атом. энергия. 1992. Т.72, вып.6. С. 622–623с.
3. Невинский В.И., Невинский И.О., Цветкова Т.В. Геодинамическая радоновая сеть: Первые результаты // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС. 2000. С.345 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).

Особенности карты линеаментов территории Северной Евразии

Карта линеаментов составлена на территорию всей Северной Евразии, ограниченную с юга параллелью 36° с.ш.; западная граница приурочена к акваториям Балтийского и Черного морей, а восточная проходит по окраине Азиатского континента. В процессе дешифрирования были использованы как мелкомасштабные космические изображения, полученные с использованием спутников серии «Метеор» (СССР), так и крупномасштабные космические снимки (1:500 000 – 1:1 000 000), полученные российскими (Ресурс) и американскими (Landsat: ERTS-1 и ERTS-2) космическими аппаратами. При составлении макета карты использовались также изданные карты [1,3], где отражались результаты дешифрирования космических снимков. При дешифрировании проводилось выявление на каждом снимке всех прямо- и криволинейных природных элементов земной поверхности на основе анализа структурных и текстурных характеристик изображения. Выделению подлежали отдельные части линеаментов, размером не менее 3 мм в масштабе изображения; общая протяженность самого линеамента не должна быть менее 3 см. На нее вынесены основные линейные структуры, отвечающие, по всей видимости, наиболее активным современным разломам или зонам повышенной раздробленности коры.

Вся исследуемая территория покрыта космическими съемками неравномерно. В связи с этим, для различных регионов дешифрирование осуществлялось по разномасштабным космическим снимкам. Естественно, что сведение разномасштабных результатов дешифрирования в единую карту отражает эту ситуацию с исходными материалами. Для устранения неоднородности данных дешифрирование осуществлялось по фотоизображениям масштаба не мельче 1: 1000 000 с последующей коррекцией. Вся территория карты покрыта густой сетью линеаментов различных рангов от трансрегиональных до локальных.

В целом, на основании анализа карты, можно сделать некоторые выводы об особенностях линеаментной сети в пределах главных тектонических подразделений Северной Евразии. По густоте линеаментов на этой территории можно однозначно выделить области развития: горноскладчатых поясов (как древних, так и современных, характеризующихся высокой плотностью линеаментной сети и ее общим анизотропным характером) и современных предгорных и межгорных впадин (последние характеризуются аномально пониженной плотностью линеаментов). Простирания описанных выше областей повышенной и пониженной плотности линеаментов четко увязываются с пространственной ориентацией са-

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

мих этих объектов. В складчатых областях большую роль играют поперечные разрывные нарушения, ориентированные диагонально и ортогонально к общему направлению складчатых зон.

Линеаментные сети платформенных областей характеризуются протяженными трансструктурными линеаменами. Рисунок системы линейных структур различается в авлакогенах, синеклизах, с одной стороны, и массивах и щитах – с другой.

Для Евразийской территории в целом на карте хорошо видна сеть протяженных линеаментных зон, пересекающих как складчатые системы, так и платформенные области и выходящих зачастую за пределы континента. Они образуют две четко выраженные системы – ортогональную и диагональную. Меридиональные разломы образуют равномерную сеть – в северных областях эти зоны часто совмещаются с крупнейшими граничными структурами, в то время как в складчатых системах юга они занимают секущее к структурам положение (Уральский пояс, Енисейская зона, Верхоянская складчатая область и т.д.)

Линии широтной системы представлены неравномерно. На востоке Евразии они выражены относительно протяженными разломами. К западу эти зоны прерываются и состоят из отдельных отрезков. Широтные разломы достаточно часто совпадают с границами различных структурных элементов (с южными границами Анабарского и Алданского щитов, с северной границей Алданского щита, с широтным коленом Верхоянской системы и т.д.)

Простираение секущих разломов диагональной системы (северо-западных и северо-восточных структур) характеризуется гораздо большим разнообразием. В одних и тех же регионах присутствуют нарушения таких ориентировок, которые можно отнести к разным масштабным рангам. Диагональные линеаменты более широко представлены и ярко выражены, чем ортогональные структуры, и отличаются от них более сложным строением в плане. Северо-восточная система на территории Евразии по сравнению с северо-западной имеет явно подчиненное значение.

На карту нанесено положение сейсмодислокаций[4], образовавшихся при важнейших сильных (магнитуда более 6,6) землетрясениях Северной Евразии за период с конца XIX по конец XX в. Пространственное положение каждой сейсмодислокации уверенно отождествляется с каким-либо конкретным линеаментом или их эшелонированной системой. При этом отмечается, что сейсмодислокации не всегда приурочиваются к протяженным линеаменам, значительное их количество увязывается с отдельными короткими линеаменами, которые, в ряде случаев (например, при Хайченгском землетрясении 1975 г.) являются секущими к преобладающим в этом районе системам линеаментов.

В целом, составленная карта позволяет сделать ряд новых выводов о тектоническом строении территории Северной Евразии. Представляется перспективным ее использование для решения сейсмодислокационных задач глобального масштаба и для выяснения главных черт напряженно-деформированного состояния литосферы.

Литература

1. Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. Масштаб 1: 5 000 000. М.: М-во геол. СССР; АНПО «Аэрогеология». Центр. Космоаэрогеол. Экспед., 1979 г.
2. Космогеология СССР / Н.С. Афанасьева, В.И. Башилов, В.Н. Брюханов и др. М.: Недра, 1987. 240 с.
3. Космотектоническая карта Восточно-Европейской платформы и ее обрамлений. Масштаб 1: 2 500 000. Под ред. В.Е. Хаина. Гос. Ком. по нар. образов. МГУ. 1984 г.
4. Рогожин Е.А. Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // Рос. журн. наук о Земле. Февр. 2000. Т.2, № 1.

В.М. Нечеухин¹

Аккреционно-коллизийная тектоника Уральского орогена

Тектонический анализ Уральского орогена с привлечением палеогеодинамических реконструкций и плитотектонических построений позволили дать характеристику его строения и формирования с этих новых позиций (рисунков). Одно из положений анализа в том, что структурные элементы орогенных систем, включающих палеоокеанические (океанической коры, островных дуг и др.) и периокеанические (краевых бассейнов, активных и пассивных окраин и др.) ассоциации, формируются за счет образований палеогеодинамических режимов, проявление которых значительно разобщено по латерали. Включение их в структуру орогена предполагает горизонтальные перемещения и тектоническое скучивание типа аккреции и коллизии. Другим элементом аккреции и коллизии являются тектонические блоки более древней коры или литосферы, выделяемые как террейны. Крупные террейны также должны претерпевать горизонтальные перемещения.

Кроме комплексов-индикаторов, показателями аккреционно-коллизийных процессов являются трансструктурные и межструктурные швы и сuture выжимания, фиксирующие границы сочленения аллохтонных структур, а также их структурных ансамблей. Другим важным индикатором служат покровно-надвиговые и покровно-чешуйчатые зоны, формирующие фронт коллизии. Сутуры, выполненные меланжем с ультрабазит-базитовыми фрагментами, в целом свидетельствуют о их связи с замкнувшимися океаническими пространствами.

Важным тектоническим элементом Уральского орогена с рассмотренных позиций является Трансуральский коллизийный шов как зона коллизийного сочленения Восточно-Европейской палеоплиты и образо-

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

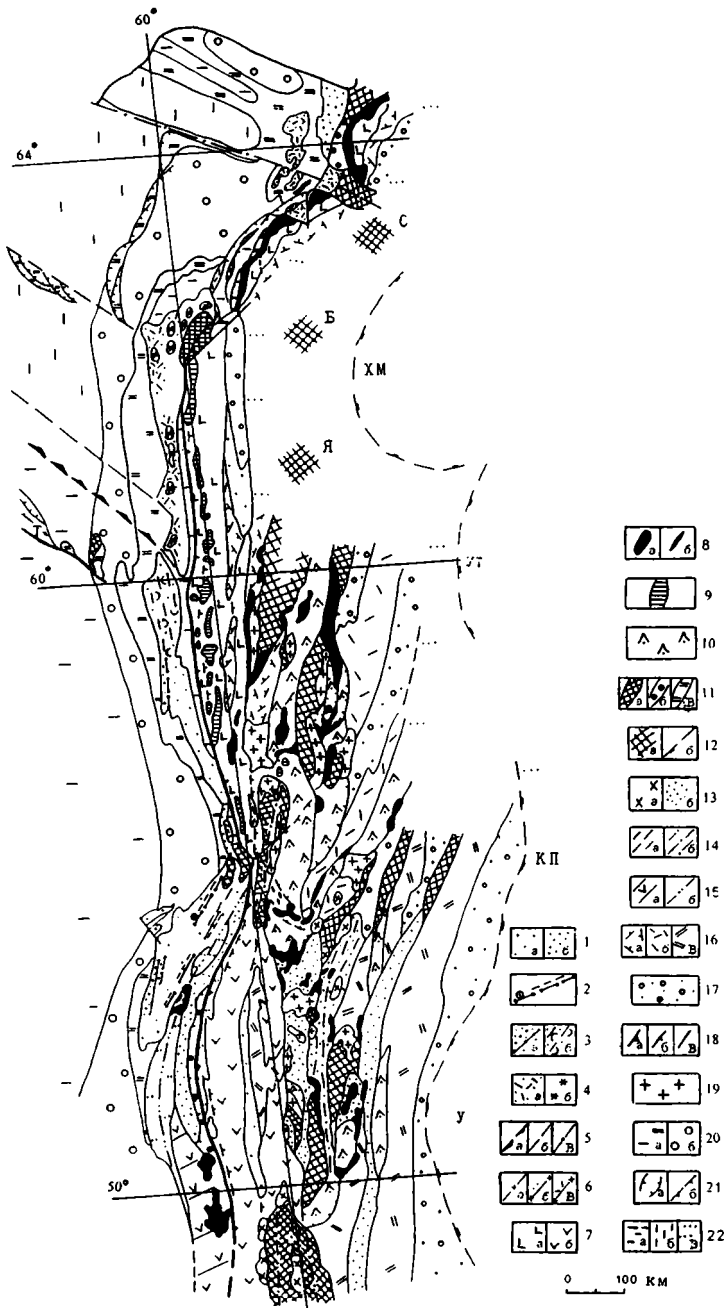




Схема размещения структурных и геодинамических элементов Уральской аккреционно-коллизийной системы

1-5 – комплексы и структуры Русской плиты в краевых поднятия: 1 – осадочные рифейских депрессий и авлакогенов (а) и междепрессийных выступов (б), 2 – базальтовые и липарит-базальтовые осадочные (б) вендских депрессий, 3 – вулканогенные (а) и интрузивные (б) допалеозойского коллажа и аккреции, 4 – доколлажная граница Русской плиты (а), коллажные и аккреционные швы (б) и палеосутуры (в) под палеозойскими отложениями; 6 – разломы (а), приразломные депрессии (б) и ареалы магматизма раннепалеозойского рифтогенеза; 7-12 – комплексы и структуры восточного сегмента аккреции: 7 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы островных палеодуг и задуговых и междуговых бассейнов Тагильской и Войкар-Шучьинской (а) и Магнитогорской (б) мегасинформ, 8 – литопластины и литоблоки ультрабазитов (а) и серпентинитовые протрузии и меланж (б) продуктов скучивания океанической коры, 9 – дунит-пироксенит-габбровые, габбровые и габбро-плагиогранитные комплексы островных дуг и океанической коры, 10 – литопластины и фрагменты комплексов островных дуг и океанической коры, 11 – террейны древней континентальной коры – гнейсовые (а), эклогит- и гранулит-гнейсовые (б), амфиболит-гнейсовые (в), 12 – террейны и выступы континентальной коры зоны аккреции (а) и микроконтинентов и террейнов по восточной периферии орогена (б) по геофизическим данным (террейны, выступы: С – Салехардский, Б – Березовский, Я – Ялбынский, ХМ – Ханты-Мансийский, КП – Кокчетавско-Петропавловский, У – Улутавский); 13 – синаккреционные магматические комплексы (а) и отложения чехла террейнов (б), 14 – аккреционные швы (а) и надшовные депрессии (б); 15 – комплексы красных бассейнов (а) и его сутурная зона (б); 16, 17 – надсубдуктивные комплексы активных палеоокраин: 16 – вулканоплутонические краевых поясов S₁-D₁ (а), D₁₋₂ (б), C₁ (в), 17 – осадочные депрессий; 18, 19 – комплексы и структуры коллизии: 18 – южный (а), средний (б) и северный (в) сегменты Трансуральского коллизийного шва, 19 – интратеррейновые гранитные плутоны; 20 – осадочные отложения пассивной палеоокраины (а) и Предуральского прогиба (б); 21 – надвиги и границы ареалов скучивания (а), границы разноталпной аккреции (б); 22 – осадочные отложения чехла Русской (а), Печорской (б), Западно-Сибирской (в) плит. Т – Тимано-Канская зона коллизийно-коллажных деформаций

ваний палеозойского океана. Во фронтальной части шов сопровождается покровно-надвиговыми зонами и образованиями краевых океанических бассейнов неполного и полного растяжения. К последнему относится претерпевший замыкание бассейн, фиксируемый палеосутурой, включающей Сакмарско-Кракинскую зону и ее северное продолжение.

Восточнее шва располагается сегмент с широким проявлением аккреционно-коллизийных структур, а к западу – сегмент с геодинамическими системами докембрийского основания Восточно-Европейской плиты и перекрывающих палеозойских накоплений, претерпевшими деформации при палеозойских и допалеозойских процессах коллизии. К последним относится выявляемая система древних микроконтинентов и террейнов, сопровождавших коллажное разрастание северо-восточной периферии Восточно-Европейской плиты и слагающих основание Печорской и Пай-Хойско-Новоземельской микроплит. Коллаж сопровождался деформацией периклинальной части Русской плиты с образованием Тимано-Канской коллизийной зоны [1,2]. С палеозойской коллизией связывается деформация вовлеченных в структуру орогена докембрийских образований краевых выступов Русской плиты, палеозойских отложений пассивной палеоокраины и образование Предуральского прогиба с краевым валом, обозначающего границу палеозойских геодинамических ассоциаций.

В сложении восточного аккреционного сегмента участвуют ассоциации палеозойского океана, слагающие антиформы, синформы, литопластины, покровы и другие аллохтонные структуры, а также блоки допалеозойской континентальной коры типа террейнов, слагаемые гнейсами, мигматит-гнейсами, гранито-гнейсами и высокобарическими ассоциациями. По радиологическому возрасту, составу и другим параметрам их значительная часть относится к экзотическим террейнам и не может быть связана с деструкцией Русской плиты [3]. Важным структурным элементом являются аккреционно-коллизийные швы и надшовные депрессии. По восточной периферии структуры аккреции образуют основание для краевых вулканоплутонических поясов и перекрывающих отложений постаккреционных депрессий и чехла.

Литература

1. Гецен В.Г. Модель развития земной коры Северо-Востока Европейской платформы в позднем докембрии. Сыктывкар, 1991. 28 с. (препринт).
2. Нечухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Террейны древней континентальной коры в аккреционно-коллизийных структурах Урала // ДАН, 2000. Т.370. С.655–657

А.М. Никишин¹

Тектоника мантийных плюмов и тектоника литосферных плит

На Земле широко распространены значительные по масштабам области внутриплитного магматизма (включая районы аномально большого магматизма на оси срединных хребтов), вероятно, связанные с мантийными плюмами. Они называются «большие магматические провинции» (БМП) (Large Igneous Provinces, LIPs). Среди них различаются [3, 1]: 1) континентальные траппы (continental flood basalts, continental trapps); 2) вулканические пассивные окраины (volcanic passive margins); 3) океанические плато (oceanic plateaux) - базальтовый вулканизм поверх более древней океанической коры, приводящий к значительному коровому утолщению; 4) подводные хребты в океанах (submarine ridges) - аномально мощная кора хребтов формировалась на оси спрединга океанической коры; 5) цепи подводных вулканов в океанах (seamounts) на более древней океанической коре; 6) океанические провинции базальтового затопления или океанические траппы (oceanic basin flood basalts); 7) области с аномально толстой океанической спрединговой корой (anomalous seafloor spreading crust). Для всех этих типов провинций по геохимическим данным установлено, что магматизм был связан с аномально горячей верхней манти-

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

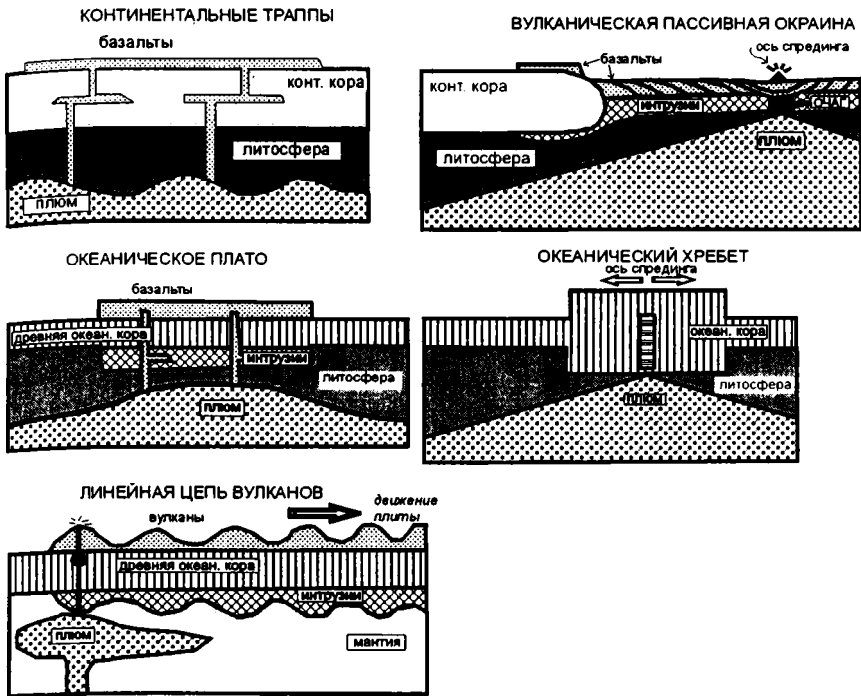


Рис. 1. Типы больших магматических провинций

ей, в которую был привнесен глубинный плюмовый материал (с глубин ниже астеносферного уровня: с границы верхней и нижней мантии или из нижней мантии вплоть до границы с ядром).

Мы провели анализ динамики плюмового магматизма в истории Земли и получили следующие основные результаты [1, 2, 5].

1. *Как долго длится плюмовый магматизм?* Мы выделили «краткоживущие» и «долгоживущие» мантийные плюмы (или, корректнее – БМП). Примеры короткоживущих плюмов, с продолжительностью активности до 5–10 млн лет – события Тунгусское (± 250 млн лет) и Онтонг Джава (± 125 млн лет). Примеры долгоживущих плюмов, с продолжительностью непрерывной активности до 70–150 млн лет – события Гавайское (более 75 млн лет), Раджмахал-Кергелен (± 117 млн лет), Парана-Этендека-Тристан (± 133 –131 млн лет).

2. *Связан ли плюмовый магматизм с перестройками кинематики литосферных плит?*

По крайней мере, Тунгусское пермо-триасовое плюмовое событие произошло в момент крупнейшей перестройки кинематики плит, связанной с переходом от кульминации объединения Пангеи к ее распаду. Из этого следует реальность связи тектоники плит и тектоники плюмов.

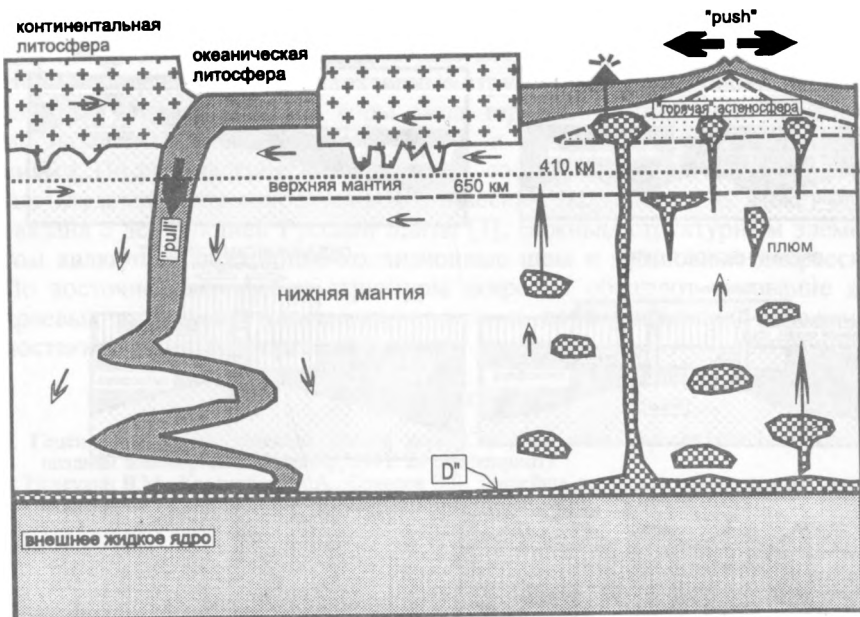


Рис. 2. Принципиальная модель геодинамики Земли

3. *Были ли суперплюмы?* Р. Ларсон [4] ввел понятие суперплюм для объяснения примерно одновременного внедрения под Тихий океан большого количества плюмов в раннемеловое время, образовавших океанические плато Отнонг-Джава, Манихики, Восточно-Марианское, Науру, Пигафетта и др. Мы будем называть суперплюмовым событием процесс, когда одновременно литосфера подверглась внедрению нескольких плюмов. Вероятно, суперплюмовое событие было на границе перми и триаса. Меньшие по рангу суперплюмовые события были, например, в среднем-позднем девоне и в позднем мелу.

4. *Какая разница между короткоживущими и долгоживущими плюмами?* Активность долгоживущих плюмов основана на постоянном привносе нового горячего материала через «хвост» плюма из некоего резервуара, который постоянно пополняется плюмовым веществом. В то же время, короткоживущие плюмы не имеют стабильного плюмового «хвоста», и таким образом – это просто каплевидные диапировые тела, всплывшие из быстро истощенного плюмовым веществом резервуара. Значит, долгоживущие плюмы имеют стабильный «плюмопровод» от области его зарождения. Наиболее вероятный кандидат области зарождения плюмов – граница мантии и ядра (так называемый слой D'').

5. *Два типа долгоживущих плюмов.* Долгоживущие плюмы могут быть разделены на два типа: 1) связанные с распадами континентов (расколами

литосферных плит в более широком смысле); 2) несвязанные. Хорошо известны примеры, когда плюмы как-то участвовали в расколах континентов, например, плюмы Северо-Атлантический (Исландский), Раджмахал-Кергелен, Декан-Реюньон, Парана-Этендека-Тристан. В то же время, плюмы Гавайский и Онтонг-Джава не привели к раскрытию новых океанов. Долгоживущие плюмы не «живут» под континентами без их распада.

6. *Два типа суперплюмовых событий.* Мы можем противопоставить два типа суперплюмовых событий. Первый тип (пангейский) происходит на фоне перехода от образования суперконтинента к его распаду; эталонный пример – пермо-триасовое суперплюмовое событие. Второй тип (мультиконтинентальный) происходит во время максимального распада суперконтинента и до начала эпохи крупномасштабных континентальных коллизий; эталонный пример – ранне-среднемеловое суперплюмовое событие. Эти суперсобытия строго соответствуют особым состояниям Земли: Земля с суперконтинентом, оконтуренным кольцом зон субдукций, и Земля с быстрым распадом континентов.

7. *Модель глобальной геодинамики Земли, основанная на единстве тектоники плит и плюмовой тектоники.* Вероятная внеслабная модель геодинамики Земли показана на рис. 2. Ее основное отличие от других известных моделей – (1) скорость конвекции в мантии сопоставима со скоростью движений плит; (2) восходящие мантийные движения по сути выражены подъемами быстрых мантийных плюмов, скорость движения которых более чем на порядок выше скорости мантийной конвекции. Силы «ridge-push» и «pull» совместно заставляют двигаться плиты вместе с веществом верхней мантии. Отметим, что выше предложенная модель не претендует на всеобщее объяснение, но является попыткой увязки тектоники плит и тектоники плюмов.

Литература

1. Никишин А.М. Внутриплитный магматизм, мантийные плюмы и глобальная геодинамика // Л.И.Лобковский, А.М.Никишин, В.Е.Хаин Проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2001 (в печати).
2. Никишин А.М., Якубчук А.С. Модель глобальной тектоники – взаимодействие плит и плюмов // Геотектоника, 2001 (представлена).
3. Coffin M.F., Eldholm O. Large Igneous Provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences // Rev. Geophys/ 1994. V. 32. P. 1–36.
4. Larson R.L. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991. V. 19. P. 547–550.
5. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D., Brunet M.-F., Cloetingh S. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: Implications for mantle plumes and mantle dynamics // Tectonophysics. 2001 (in press).

Новейшая тектоника и геодинамика Восточно-Европейской платформы

На основе данных о новейших тектонических движениях и физических полях Восточно-Европейской платформы проведено районирование литосферы. Построены карты ряда параметров, в том числе и таких, как распределения интенсивности изгибной деформации и направлений максимальной главной кривизны новейших движений. По данным физических полей и геометрическим характеристикам новейших движений проведен факторный анализ, в результате которого выделено шесть основных факторов, обеспечивающих 70% общей изменчивости всех 15 параметров.

Первый фактор (рисунок) составляет 24 % общей изменчивости и включает в себя глубину залегания фундамента, вертикальные напряжения, касательные напряжения в литосфере, напряжения теплового потока и температуру на поверхности Мохо. Вероятно, это самый важный фактор для геодинамического районирования, поскольку он связывает тепловой режим, лежащий в основе большинства эндогенных процессов, напряжения в литосфере, которые непосредственно приводят к деформациям, и глубину залегания фундамента консолидированной коры, что подчеркивает важность геодинамических процессов именно в фундаменте, а не в чехле.

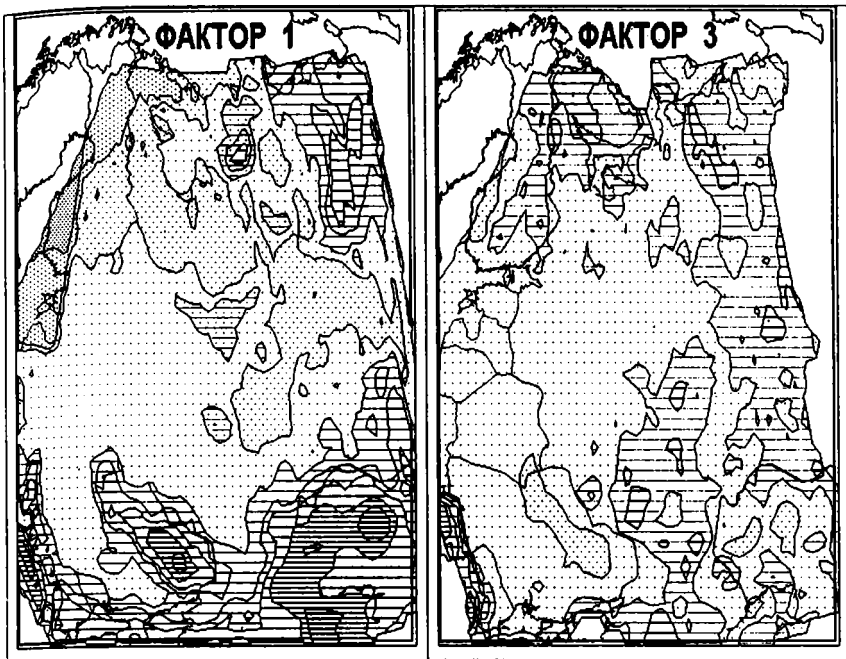
Второй фактор составляет 14% общей изменчивости и включает глубину залегания поверхности Мохо и результирующие гравитационные аномалии, это отражает тот факт, что результирующие гравитационные аномалии вызваны изменением в глубине залегания поверхности Мохо.

Третий фактор (10,5%) (см. рисунок) состоит из градиентов новейших движений, интенсивности кривизн новейших движений и плотности разломов. Этот фактор отражает переходные, самые мобильные участки платформы, разделяющие ее на относительно стабильные структуры. В таких областях и градиенты новейших движений больше, и интенсивность кривизн новейших движений (связанных с максимальным касательным напряжением в литосфере [1]) выше, а так же плотность разломов больше. Этот фактор значительно интересней и важней предыдущего для геодинамического районирования.

Четвертый фактор (10%) состоит из сейсмотектонических деформаций и скорости на поверхности фундамента. Этот фактор, вероятнее всего, отражает упруго-пластические свойства фундамента платформы.

Пятый фактор (8%) соответствует средней кривизне новейших движений. В работе [1] показано, что средняя кривизна отражает давление в изгибаемой литосфере.

¹ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН



Первый и третий факторы корреляционной матрицы для Восточно-Европейской платформы

Шестой фактор (7%) соответствует изостатическим аномалиям. Предположительно, они вызваны большей частью плотностными неоднородностями литосферы.

По полученным факторам построены карты. На основании полученных значений факторов произведена классификация, в результате которой выделено несколько типов литосферы в пределах Восточно-Европейской платформы. Построена итоговая карта, на которой выделены участки с различными геодинамическими режимами.

Литература

Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Юнга С.Л. Тензорные характеристики неотектонических изгибных деформаций и кривизны поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы // ДАН. 1995. Т. 340. С.389–395.

К неотектонике Ладожской депрессии

Ладожская депрессия на юго-восточной периферии Балтийского щита, занятая большей частью Ладожским озером, хорошо выделяется морфологически и гипсометрически. На фоне общей, со сравнительно пологими бортами, впадины особенно выделяются контрастным рельефом узкие, по несколько километров шириной, вытянутые с северо-запада на юго-восток впадины глубиной до 140 и 230 м (ниже уровня моря) в северной части депрессии. Окаймляющие впадину с юго-запада и северо-востока разломы протерозойского возраста показаны на многих геологических картах. Ряд авторов (Ю.И. Сыстра, А.П. Светов и др.) представляют поверхность кристаллического фундамента во впадине как систему параллельных продольных горстов и грабенов, что подтверждено результатами бурения на юго-восточном краю впадины [1]. Согласно буровым данным, по разломам смещены и породы венда [2]. Отсутствие фанерозойских отложений на дне Ладожской впадины скорее может быть понято при допущении их размыва до начала неотектонического этапа, чем за счет позднейшей денудации, так как иначе они могли бы сохраниться в узких полосовых понижениях. Иными словами, возникновение узких горстов и грабенов, даже если отвлечься от их ясной морфологии, скорее всего, следует приписывать движениям неотектонического этапа.

Представления о неотектонической активности всего Балтийского щита (с миоцена) высказывались на основании косвенных признаков многократно (И.Седергольм, И.Айлио, Б.Ф.Земляков, Г.С.Бискэ, Н.И. Николаев, А.Д.Лукашов и др.). В частности, котловина Ладожского озера рассматривалась как новейшая грабенообразная структура, наложенная на древнюю рифейскую грабен-синклиналь. Помимо чисто морфологических признаков молодой активности – узких грабенообразных форм северо-западного протяжения – теперь имеются и примечательные геофизические и геологические наблюдения. Так, к северу от о-ва Коневец, в узкой полосе, глубины озера достигают 140 м (против 50 м в окрестностях). На сейсмограммах непрерывного сейсмического профилирования здесь выделяются «весьма специфической волновой картиной» реликтовые отложения проблематичного возраста, залегающие на рифейских песчаниках [3]. Встает вопрос о возможности сохранения на дне Ладожского озера остатков палеозойского осадочного чехла, сохранившихся в относительно молодом узком грабене. Это не представляется невозможным в свете недавних находок нижнекембрийских и ордовикских пород в обломках и валунах на 40 - 130 км к северу от современной границы коренного залегания этих пород на глинте [3,4].

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

Признаки крупного молодого опускания полосы северо-западного простирания на дне озера можно видеть в несоответствии террасовых уровней на о-ве Коневец и на западном берегу озера напротив него (наблюдения автора). На острове наивысшие уровни 28-30 и 26 м сложены толщей типичных позднеледниковых неслоистых глин, тогда как на прилегающей Приладожской равнине в целом уровни позднеледникового Балтийского озера располагаются на высотах 50–70 и до 100–110 м на Карельском перешейке. Это позволяет говорить об относительном опускании дна озера вблизи о-ва Коневец по сравнению с прибрежной материковой полосой на десятки метров в период около 14–10 тыс. лет назад. Дифференцированные блоковые движения в том же временном интервале и с такими же амплитудами отмечались и на севере Карельского перешейка [5].

Существует и другая точка зрения о том, что дифференцированных тектонических движений в Приладожье не было, начиная с венда, а единственным фактором создания современной озерной котловины служило ледниковое выпахивание [6]. При господстве ледниковой экзарации в формировании озерной впадины мощность четвертичных отложений от водоразделов к берегам озера должна была бы возрастать, но буровые данные на западном и восточном побережьях свидетельствуют об обратном. Так, на западном берегу у пос. Денисово из общей мощности четвертичных отложений 100 м половина залегает ниже уровня озера. Противоречит представлениям о господстве экзарационной деятельности ледникового покрова в котловине и нахождение на западном и восточном берегах озера в целом ряде скважин под мореной последнего оледенения мгинских межледниковых и предшествующих ледниковых отложения мощностью в десятки метров. Показательно, что нижняя и местами верхняя границы этих отложений резко, в интервале нескольких километров между соседними скважинами, в отличие от скважин к западу и востоку, погружаются в сторону озерной котловины так, что трудно обойтись без предположения об их нарушении сбросовыми разрывами на 10-15 м или более. Эти нарушения возникли позднее, чем 150 тыс. лет назад.

Нарушения позднеледниковых отложений неоднократно отмечались как на дне озера, так и на его северных и западных берегах. Специальное геофизическое профилирование с помощью геолокатора и современного непрерывного эхосондирования по субширотным профилям севернее и южнее Валаамского архипелага, в частности на траверсе г. Приозерска, установило несколько вертикальных разрывов слоистой толщи поздне- и даже последледниковых отложений со ступенчатыми смещениями на величину 20-30 м [4].

При тщательном обследовании нескольких морфологически весьма отчетливо выраженных уступов на берегах Ладоги вблизи городов Приозерск и Сортавала автор обнаружил не только геоморфологические, но также геологические (в виде разрывов оглаженных льдом уступчиков в зонах дробления кристаллических пород и свежих зеркал скольжения со штрихами) свидетельства, а также деформации сжатия и растяжения в

прилегающих к уступам частях разрезов позднеледниковых отложений. Более того, на северном берегу Ладоги южнее пос. Сортавала обнаружены ясные признаки свежего подновления скальных уступов и стенок, места с образованием рвов, так что смещения крыльев составляют от нескольких десятков сантиметров до 1,5-2 м (локально), причем опущены обращенные к озеру крылья. По соотношению с уровнями и террасовыми отложениями Ладожских трансгрессий (4-2 тыс. лет назад) возраст этих дизъюнктивных нарушений определяется как позднеголоценовый, а происхождение – как сейсмотектоническое. Такие же точно нарушения хорошо известны теперь в разных частях Балтийского щита в пределах Швеции и Финляндии (Р. Кьянсуу, Р. Лагербек, Н. Мернер и др.).

Все вышеприведенные случаи разрывных нарушений в коренных породах и четвертичных отложениях характеризуют смещения по линиям северо-западного, редко субмеридионального протяжения в соответствии с основными закартированными разрывами пострифейского возраста в фундаменте. Однако, кроме того, на северных берегах Ладожского озера по наклону древнебереговых линий давно уже выделена И. Доннером и подтверждена Т. Янтуненом зона флексуриобразного перегиба земной коры северо-восточного протяжения с наклоном с северо-запада на юго-восток, т.е. в сторону Ладожской котловины. Ряд ярко выраженных, несомненно весьма молодых уступов, параллельно или кулисно вытянутых в том же направлении, выделяются на крупномасштабных аэрофотоснимках в северо-западной части Приладожья.

При отрывочности доступных данных нельзя все же не обратить внимания на их согласованность между собой (прямых и косвенных, на берегах и на дне, для древних и более молодых структур, признаков морфологических, структурных и четвертично-геологических). Это обстоятельство и фиксация геологически современных разрывов не должны оставлять сомнений в том, что во всяком случае в течение четвертичного периода многие разрывные структуры по бортам и на дне Ладожской котловины испытывали активизацию, что привело к увеличению контрастности рельефа, главным образом в северной части депрессии, включая и ее дно. Этот процесс несомненно усиливался в период (периоды) дегляциации, при быстром снятии ледниковой нагрузки 14-10 тыс. лет назад. Активизация отдельных разрывов на северо-западе и севере депрессии продолжалась и позднее, вплоть до последних тысяч лет, главным образом, по-видимому, в виде импульсных тектонических подвижек в связи с сильными землетрясениями.

Литература

1. Тихомиров С.Н., Яновский А.С. Новые данные о докембрии юго-восточного Приладожья // ДАН СССР. 1970. Т 194, № 3. С.660-664.
2. Кабаков Л.Г., Скопенко Н.Ф. Оценка геодинамического состояния территории Ленинградской области // Разведка и охрана недр. 1998. № 7-8. С.32-35.
3. Малаховский Д.Б., Амантов А.В. Геолого-геоморфологические аномалии на севере Европы // Геоморфология. 1991. № 1. С.85-95

4. Амантов А.В., Спиридонов М.А. Геология Ладожского озера // Сов. геология. 1989. № 4. С. 83-86.
5. Ладышкина Т.Е., Салтыкова В.Ф., Усикова Т.В. Поздне- и послеледниковые отложения на севере Карельского перешейка // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск, 1977. С.97 – 103.
6. История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л.: Наука, 1990. 280 с.

**А.А. Никонов¹, Т.П. Белоусов¹, Е.А. Денисова¹,
Д.С. Зыков², А.П. Сергеев³**

Деформационные структуры в позднеледниковых отложениях на Карельском перешейке: морфология, кинематика, генезис

В последнее время при изучении четвертичных отложений ледниково-го комплекса наряду с традиционными хроностратиграфическими и литологическими подходами усилилось внимание к их структурам и текстурам, в том числе, деформационным (Р.Б. Крапивнер, Ю.А. Лаврушин, Э.А. Левков и др.).

В изученной нами области Балтийского щита в поздне- и послеледниковых отложениях, связанных со Скандинавским ледниковым покровом, наблюдаемые деформационные структуры обычно объясняются гляциотектоническими и оползневными процессами [3, 5]. Между тем, в шведской литературе уже давно и активно обосновываются альтернативные объяснения нескольких типов деформаций - за счет сильных сейсмических воздействий [7, 9 и др.]. В восточной части Балтийского щита подобные наблюдения и объяснения пока единичны [2, 6, 8]. В последние годы нами проводились специальные исследования на Карельском перешейке, краткие сведения о наблюдаемых деформациях приведены в таблице.

Мы изучали деформации отложений, вскрытых крупными карьерами и затем тщательно нами расчищенных, в том числе поперечными рассечками, что позволило судить о характере отдельных слоев, пачек, толщ и их взаимоотношениях в пространстве на протяжении десятков метров и на глубину в 3-7 м.

Виды деформационных структур весьма различны - от микроволнистости и мелкой (тонкой) пloyчатости в отдельных слоях и целых пачках через сложные, опрокинутые и закрученные турбации слойков, их разрывания и взбрасывания друг на друга и до субгоризонтального аллохтонного

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

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

³ Институт «Атомэнергoproект» (АЭП), Москва, Россия.

Известные местонахождения позднеледниковых и голоценовых отложений с сейсмогенными деформационными структурами

Место-нахождение	Генезис и состав отложений	Возраст отложений	Характер деформаций	Число деформированных пачек (событий)	Авторы сведений
Долина р. Невы в устье р. Тосны	Озерно-ледниковые и речные глины и пески	Позднеледниковый, преборсальный, атлантический	Пластические деформации, текстуры вдавливания	Не менее двух-трех	Верзилин и др., 1998
Долина р. Бурной в Зап. Приладожье	Озерно-ледниковые глины	Позднеледниковый			Верзилин и др., 1998
Долина р. Вьюн у с. Запорожского в Зап. Приладожье	Озерно-ледниковые ленточные глины	Позднеледниковый	«Оползневые» смятия		Знаменская, Ананова, 1967
С. Гаврилово Выборгского района	Озерно-ледниковые ленточные глины и пески	«»	сильное перемятие слоев с закручиванием, складки выдавливания вверх и вбок	Не менее двух	Никонов, 1998
Окрестности г. Приозерска, пос. Ларионово	Озерно-ледниковые и дельтовые песчаные, супесчаные и суглинистые отложения	«»	лежачие складки, разрывы с надвиганием, загибание слоев до вертикального от бокового давления	То же	Авторы настоящего сообщения
Окрестности г. Приозерска, у залива Щучьего	Флювиогляциальные дельтовые глинистые, песчаные и гравийные отложения	«»	Надвигание и сдавливание пачек слоев до вертикального положения, сложные смятия ленточных глин и песков, складки выдавливания вверх и вбок с разрывами	Не менее трех	То же
Окрестности пос. Кузнечного на границе с Карелией	Флювиогляциальные дельтовые пески и глины, в том числе ленточные	Позднеледниковый и голоценовый	Смятия и разрывы с боковым надвиганием, лежачие складки в песчаных слоях; сложные перемятия и надвиги в глинистых пачках	Не менее четырех	То же
Вблизи пос. Вуори юго-западнее г. Сортавалы	Флювиогляциальные дельтовые пески и супеси	То же	сСкладки, мелкие сбросы и крупная трещина-клин с заполнением	Две	Никонов, Зыков, 1999

расчешуивания участков толщи со сложными смятиями во фронтальных частях. Здесь мы рассматриваем лишь наиболее выразительные структуры - с сильно деформированными слоями, которые легче анализируются и интерпретируются в генетическом отношении [1].

Все изученные деформации обладают следующими главными признаками:

1. Они встречены в лимногляциальных и флювиогляциальных (главным образом, по периферии дельт) отложениях, которые накапливались (за некоторыми исключениями) на дне позднеледниковых водоемов.

2. Рассматриваемые деформации отмечены в разных по литологическому типу отложениях - от ленточных глин и тонких алевроитов до песков, в том числе разнородных, и - реже - до гравелитов с прослоями галечников.

3. Практически во всех случаях деформированной оказывается не вся толща снизу доверху, а отдельные пачки слоев, которые разделены горизонтами с ненарушенной, большей частью параллельной слоистостью.

4. Нелитифицированное состояние и субпараллельное залегание отложений, подстилающих и перекрывающих деформированные пачки, заставляет предполагать, что деформировались первоначально горизонтальные или слабонаклоненные слои.

Отмеченные признаки не позволяют считать наблюдаемые деформационные структуры гляциотектоническими, морозобойными явлениями, солифлюкционными или адвективными нарушениями слоистости, т. е. результатом экзогенных процессов в субазральных условиях.

Остаются два объяснения - подводное оползание (аналогичное образованию океанических мутьевых потоков и турбидитов) и деформации сейсмостектонического (импульсного, динамического) характера. В некоторых случаях наблюдавшиеся признаки (нахождение деформаций на склонах дельт, простота складок, направленность перемещений вниз по склону, их локальное распространение) не противоречат отнесению волновых деформаций за счет небольшого подводного оползания. Однако большинство явлений не может быть объяснено таким образом, ибо речь идет о структурах направленного динамического воздействия с закономерным сочетанием пликативных и разрывных деформаций. Это мелкие лежащие складки (в глинах, алевроитах и песках), иногда с противоположно направленным загибанием слоев у границ скольжения; надвигание чешуй дислоцированных отложений, частота и против наклона плоскости скольжения в определенную сторону, не соответствующую направлению движения ледникового покрова; расщепленность слоев разного литологического состава субвертикальными, наклонными и даже субгоризонтальными микроразрывами; наличие отдельных «языков», «апофизов» вверх и вниз; изменение залегания слоев, в том числе галечных, от горизонтального до субвертикального в результате резкого бокового сдавливания и пережимания и др. Важно отметить, что направленность динамического воздействия (в подводных условиях!) в разных стратиграфических пачках,

разделенных недеформированными горизонтами, обычно различается.

Все это склоняет нас к признанию характеризующих деформаций результатом сильных сейсмических, главным образом боковых, импульсов в период, когда осадки на дне водоемов оставались еще неконсолированными и водонасыщенными. Подобные деформации в последнее время отмечены в озерных и морских отложениях разных сейсмически активных регионов и признаны сейсмогенными в ряде работ по Фенноскандии [2,4,6-9].

Литература

1. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1986. 246 с.
2. Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А., Суслов Г.А. Следы землетрясений в позднеледниковых – голоценовых отложениях Приладожья // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке: Тез. докл. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С.312-313.
3. Знаменская О.М., Ананова Е.Н. Новые данные по истории западного побережья Ладожского озера // История озер Северо-Запада. Л.: ВГО, 1967. С.132-140.
4. Никонов А.А. Роль тектоники в четвертичной геологии // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1996. С.116-123.
5. Экман И.М., Левкин Ю.М., Морозов Г.К. Гляциотектоника позднего плейстоцена района г. Петрозаводска // Палеогеография области скандинавских материковых оледенений Л., 1979. С.35-46.
6. Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega. Geol. Surv. Finland. Rep. YST-90. Espoo. 1995. 36 p.
7. Mürner N.-A. Liquefaction and varve deformation as evidence of paleoseismic events and tsunamis. The autumn 10,430 BP case in Sweden // Quaternary Sci. Reviews. 1996. V. 15. P.939-948.
8. Nikonov A.A., Zikov D.S. Paleoseismodeformations in Eastern Fennoscandia // Seismology in Europe. Papers presented at the XXV General Assembly of ESC. Sept. 9-14, 1996. Reykjavik, Iceland. V. 1996. P.122-127.
5. Truften P.-E. Paleoseismic deformations in lateglacial sediments south of Stockholm, Sweden // Bull. INQUA Neotectonics Commission. 1996. № 19. P.47-51.

В.С. Оксман¹, Г.Е. Бондаренко², С.Д. Соколов²

Коллизионные пояса Верхояно-Чукотской орогенной области (северо-восток Азии)

Верхояно-Чукотская орогенная область состоит из Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской коллизионных орогенов (поясов) [1, 3, 6, 8]. Эти структуры сформировались в поздней юре–раннем мелу в результате закрытия Анюйско-Ангуачамского океана. Верхояно-Колымский дугообразный коллизионный ороген (Колымская петля) сформировалась в результате позднеюрской–раннемеловой коллизии континентальной окраины Азиатского кратона с составным Колымо-Омолонским микроконтинентом (супертеррейном) [5,10]. Новосибирско-Чукотский ороген образовался в раннем мелу в результате коллизии Новосибирско-Чукотского микроконтинента с Азиатской континентальной окраиной [3].

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия.

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

Внешняя часть Верхояно-Колымского орогена (Верхоянский складчатый-надвиговый пояс) сложена палеозойскими и мезозойскими шельфовыми отложениями и турбидитами континентальной окраины Северо-Азиатского кратона. Эти породы деформированы в различные типы надвиговых структур западной и северо-западной вергентности [7]. Центральная часть орогена (коллизийный пояс Черского) состоит из нескольких континентальных блоков, сложенных палеозойскими карбонатными отложениями, позднепалеозойскими-раннемезозойскими терригенными и терригенно-кремнистыми турбидитами. Эти комплексы тектонически перекрыты сорванными аллохтонами палеозойских офиолитов. Офиолиты ассоциируют с полиметаморфическими породами, в которых проявлены ранние пластичные деформации и метаморфизм умеренных температур и давлений, связанный с расслоением океанической коры. Для коллизийного пояса Черского характерно присутствие поясов коллизийных гранитов и вулканоплутонического пояса. Установлено, что данная часть коллизийной области имеет покровно-складчатое строение, с максимальными величинами горизонтального сокращения за счет покровно-надвиговых деформаций, различные типы надвиговых и сдвиговых фронтов, дуплексов, вееров, терригенных меланжей и других структур. Тыловая часть орогена (Алазейско-Олойский пояс) состоит из сложно деформированных палеозойско-мезозойских вулканогенно-терригенных пород островодужного генезиса. Эти образования маркируют длительно существовавшую сложную конвергентную окраину Азии и Анойско-Ангуахамского океана.

Новосибирско-Чукотский ороген с юга ограничен островодужными образованиями Алазейско-Олойского пояса. Они слагают серию аллохтонных пластин северной вергентности и тектонически перекрывают Южно-Анойскую офиолитовую сутуру. Комплексы Южно-Анойской сутуры совместно с образованиями Алазейско-Олойской зоны слагают деформированные аллохтоны северной вергентности. Аллохтоны сложены разновозрастными офиолитами, позднемезозойскими вулканогенно-терригенными породами и аккреционным меланжем. Офиолитовые аллохтоны ассоциируют с полиметаморфическими сланцами. Выделяются позднепалеозойские офиолиты островодужного и предположительно океанического генезиса, а также среднемезозойские офиолиты океанической природы. Самые молодые океанические базальт-кремнистые породы имеют возраст от средней юры до келловей-оксфорда. Автохтон сложен дислоцированными триасовыми терригенными турбидитами пассивной окраины Новосибирско-Чукотского микроконтинента. Вдоль фронта аллохтонов распространены позднеюрские вулканогенные образования предположительно островодужной природы, которые также участвуют в покровно-складчатой структуре. Покровная структура перекрыта деформированным неавтохтоном готерив-барремского возраста.

Ранние деформации в Верхояно-Колымской складчатой области связаны с амальгамацией различных структур в составной Колымо-Омо-

лонский микроконтинент (супертеррейн) и его конвергенцией с Верхоянской континентальной окраиной Северо-Азиатского кратона. Данное событие фиксируется формированием в средне-позднеюрское время ранних аккреционных деформаций с образованием покровов и лежащих и опрокинутых складок. Более поздние (позднеюрские–неокомовые) собственно коллизионные структурные ансамбли имеют комбинированную кинематику с большой долей сдвиговой компоненты, что связано с процессами косой коллизии [4, 9]. Фиксируется вращение жестких блоков против часовой стрелки вокруг вертикальной оси [2].

Для Новосибирско-Чукотской складчатой области в последние годы выявлено два главных этапа в мезозойской структурной эволюции. Первый этап связан с процессами позднеюрской и, возможно, раннемезозойской конвергенции вдоль южного борта Анюйско-Ангуачамско океана. Формируются структуры аккреционного меланжа – индикатора аккреции. Второй этап связан с коллизией Азии и Новосибирско-Чукотского супертеррейна. На ранней стадии коллизии в валанжине–готериве формируется покровная структура северной вергентности. Корневые части покровов в современной структуре тектонически перекрыты островодужными комплексами Алазейско-Олойского пояса. Во второй половине мела ортогональная коллизия сменяется косой. Формируется ансамбль правых компрессионных сдвигов. Коллизионные процессы в Новосибирско-Чукотской складчатой области начались несколько позднее, чем в Верхояно-Колымской складчатой области и продолжались дольше, вплоть до второй половины раннего мела.

Для коллизионных поясов северо-востока Азии характерно то, что они сформированы в результате закрытия малых океанических бассейнов. По-видимому, это типично для северной части Палеоокеана, в целом. Среди структурных ансамблей и парагенезисов

различаются ранние аккреционные, или субдукционные покровно-надвиговые дислокации и поздние транспрессионно-коллизионные, как результат косой коллизии взаимодействующих структур. Верхояно-Колымский и Новосибирско-Чукотский коллизионные орогены

возникли в результате аккреции и последующей коллизии микроконтинентов (соответственно, Колымо-Омолонского и Чукотского) к древним кратонам с континентальной корой.

Данная работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 00-05-65105, 99-05-65649, 00-07-90000), РФФИ-Арктика (грант 98-05-03868), «Университеты России фундаментальные исследования» (№ 1727), ФЦП «Интеграция» (грант М-00-99), ИНТАС (грант 96-1880) и НАТО (97-5739).

Литература

1. Богданов Н. А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1: 500 000). М.: ИЛ РАН, 1992. 56 с.
2. Бондаренко Г.Е., Диденко А.Е. Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива // Геотектоника. 1997. №2. С. 14–27.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.

4. Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1998. № 1. С.56–70.
5. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, № 6. С.32–43.
6. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: Проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
7. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеан. геология. 1998. № 4. С.15–28.
8. Fujita K., Newberry T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // Tectonophysics. 1982. V. 89, №1/3. P. 337–357.
9. Oxman V.S., Prokopyev A.V. Oblique collisional structures of the Chersky Range, Northeastern Russia // AGU Fall meeting, abstracts. San-Francisco, 1993. P. 545.
10. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mezozoides in the context of plate tectonics // Tectonophysics. 1991. V. 139. P. 319–342.

А.Б.Осипенко¹, Л.Г.Осипенко¹

Метапериidotиты в структуре Ганальского хребта, Камчатка: геодинамическая типизация и обстановка формирования

Несмотря на длительную историю изучения метаморфических образований, слагающих Ганальский хребет Камчатки, и многообразии применяемых методов исследования, приходится констатировать наличие серьезных расхождений в оценке возраста метаморфид (от архея до верхнего мела), параметров геодинамического и термодинамического режима их генезиса, структурно-тектонического контроля локализации отдельных породных комплексов и т.д. Среди прочих, дискуссионными являются вопросы, связанные с полиметаморфизованными породами ультраосновного состава, получившими развитие в периферийных частях Ганальского метаморфического комплекса и предположительно являющимися фрагментами коры океанического типа [1]. Во многом это обусловлено тем, что идентификация первично-офиолитовых ассоциаций в структуре метаморфических комплексов осложнена значительной тектонизацией и фрагментацией аллохтонных офиолитовых пластин, их последующим (нередко неоднократным) высокотемпературным метаморфизмом, а также интенсивной гранитизацией пород. В силу ограниченности применения геологических критериев для решения вопросов геодинамической типизации измененных ультрамафитов использовались главным образом данные детального минералого-геохимического исследования метапериidotитов и ассоциирующих с ними пород. Теоретическое обоснование подобного подхода для типизации измененных ультрамафитов приведено в ряде работ [например, 2].

Особенности составов реликтов первичных хромшпинелидов [высокая $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$], низкая степень окисления Fe и сравнительно низкое со-

¹ Институт вулканологии (ИВ) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия.

держание Ti] и оливинов [стабильно высокие $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ и содержание Ni, а также исчезающие малые содержания Sr и Ca], свидетельствуют в пользу того, что исходными породами метагипербазитов являлись высокодеплетированные реститовые шпинелевые перидотиты супрасубдукционного типа [3]. Валовые составы изученных перидотитов варьируют в достаточно узком диапазоне и по большинству эмпирических петрохимических показателей ($Mg\#$, FeO/SiO_2 , MgO/SiO_2 , CaO/Al_2O_3 , Cr_2O_3/SiO_2) отвечают составам реститовых офиолитовых перидотитов, испытавших неизохимическую перекристаллизацию [2]. Породы заметно деплетированы в отношении Al, Ti, Na и K, при этом содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 (компонентов, малоподвижных в условиях метаморфизма) близки между собой. Для метаперидотитов характерна значительная степень деплетированности в отношении крупноионных литофильных и, особенно, высокочarged элементов; слабо фракционированный U-образный тренд распределения и низкий уровень накопления редкоземельных элементов (РЗЭ), не превышающий 0,2–0,45 хондритовых норм. Все отмеченные геохимические особенности присущи реститовыми шпинелевым перидотитам типичных офиолитовых комплексов супрасубдукционного типа [2,3; и др.]. Температурные оценки основных этапов метаморфической перекристаллизации гипербазитов Ганальского хребта, основанные на парагенетическом анализе метаморфогенных минералов, определенно указывают на регрессивный характер метаморфизма пород от условий амфиболитовой фации через зеленосланцевую до пренит-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма.

Результаты сопоставления геохимических параметров метагипербазитов Ганальского хребта и других ультрамафитов Южной Камчатки (массив бухты Раковой, ультраосновные ксенолиты Авачинского вулкана) не противоречат предположению о единой природе этих образований и их когенетичности, а также допускают их объединение в рамках единой линейно ориентированной структурно-формационной зоны. Полученные выводы значительно противоречат представлениям о вхождении пород исследуемого типа в состав древнего (докембрийского?) энсиалического фундамента Камчатской островодужной системы [4]. В то же время, они находят удовлетворительное объяснение в рамках модели тектонического совмещения доверхнемеловых островодужных и океанических комплексов в результате аккреции вдоль Камчатско-Корякской палеосубдукционной зоны [1].

Литература

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Базылев Б.А., Закариадзе Г.С. и др. // Петрология. 1999. Т.7, №2. С.191–212.
3. Parkinson I.J., Pearce J.A. // J.Petrology. 1998. V.39, №9. P.1577–1615.
4. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.

Современное структурное положение и палеогеография позднедевонско-турнейских(?) комплексов Южного Урала

Традиционно Уральский складчатый пояс разделяют на Западную и Восточную мегазоны. Допозднедевонские комплексы, участвующие в их строении, различаются по составу и формационной принадлежности. Очевидно, что причиной этому является разный характер эволюции этих частей региона. Начиная с позднего девона в строении Западного и Восточного Урала появляются общие черты. К таковым можно отнести фамен-турнейский(?) граувакковый флиш и подстилающие его кремнистые отложения франского возраста.

Широкое распространение фамен-турнейского(?) флишевого комплекса (зилаирская серия и ее аналоги) как на западе, так и на востоке Южного Урала не раз привлекало исследователей к изучению этого комплекса, ключевого для понимания истории развития региона в позднем девоне [4].

Ареал распространения зилаирской серии в современной структуре Южного Урала разделен поднятием Уралтау на две части: западную и восточную.

К западу от поднятия Уралтау флишевые позднедевонские комплексы выполняют Зилаирский синклиниорий. Это крупная отрицательная структура протяженностью свыше 300 км, в центральной части которой залегают крупные офиолитовые аллохтоны (Кракинский, Сакмарский и др.). На западном крыле зилаирская серия стратиграфически надстраивает терригенно-карбонатные разрезы девона, сходные с платформенными. На восточном - подстилающая ее франская кремнистая ибрагимовская толща (аналог мукасовской толщи Магнитогорской зоны) лежит на кварцито-сланцевом суваянском комплексе Урал-Тау.

К востоку от поднятия Уралтау зилаирская серия и ее аналоги стратиграфически надстраивают кремнисто-терригенные толщи (мукасовская толща и ее аналоги), вместе с которыми участвуют в строении Присакмарско-Вознесенской и Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорской зон.

Образование зилаирского флиша традиционно связывают с началом перемещения крупных шарьяжей [5; и др.] или с началом коллизии Восточно-Европейского и Казахстано-Киргизского континентов [2; и др.]. Наличие вулканогенной составляющей в разрезе зилаирского комплекса объясняется расположением зилаирского бассейна в тылу островной дуги [1,2]. Некоторые исследователи полагают, что формирование зилаирского комплекса происходило за счет размыва поднятия Уралтау в двух разоб-щенных этим поднятием бассейнах. При этом предполагается, что в бас-

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

сейн, расположенный к востоку от Уралтау кластический материал поступал из двух источников сноса «с кордильеры Уралтау» на западе (терригенная составляющая) и с размывающейся островной дуги на востоке (здесь и далее в современных координатах) [1].

Анализ регионально-геологических материалов и предварительные результаты наших полевых исследований на Южном Урале позволяют нам предположить, что условия образования и вещественный состав пород «зилаирского» возраста в выше перечисленных зонах существенно различается. Кроме того, характер взаимоотношений подстилающих их кремнистых толщ франского возраста с более древними образованиями тоже различен.

В целом, отложения зилаирской серии представлены неравномерным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов с резко подчиненным количеством гравийного, мелкогалечного и конгломератового материала. Встречаются пачки с прослоями силицитов. Для стратификации зилаирских отложений предпочтительна турбидитная модель, при том, что главной областью аккумуляции являются долинно-веерные системы подножий склонов [6,7]. Среди зилаирских отложений широко развиты песчано-алевритовые, песчаные отложения подводных русел, межрусловые и прирусловые отложения. Встречаются песчаные и песчано-гравийные отложения зерновых и незрелых турбидных потоков, дебризные и оползневые отложения. Положение в долинно-веерной системе (проксимальная, медиальная или дистальная зоны) определяет преобладание тех или иных фаций.

В Присакмарско-Вознесенской зоне, протягивающейся узкой полосой вдоль восточного склона поднятия Уралтау, зилаирские образования имеют преимущественно терригенный состав и совместно с подстилающими их франскими кремнями с несогласием залегают на разновозрастных дислоцированных допозднедевонских отложениях и ранне(?) -среднепалеозойских офиолитах. В разрезах этой зоны преобладают песчано-алевритовые отложения дистальных, реже медиальных зон долинно-веерной системы, встречаются песчано-гравийные и песчаные отложения мелких русел и оползней. Песчаные отложения относятся к группе граувакк, причем среди обломков пород отмечается значительное количество обломков слабоизмененных вулканитов.

В Западно-Магнитогорской зоне возрастные аналоги зилаирской серии имеют вулканогенно-туфогенно-терригенный состав и через кремнистые породы франского возраста стратиграфически надстраивают практически непрерывный вулканогенный разрез среднего девона. Здесь отложения проксимальных зон чередуются с относительно глубоководными отложениями. В составе песчаных пород резко возрастает количество вулканомиктового материала и вулканокластики.

В Центрально-Магнитогорской зоне позднедевонские комплексы залегают на карбонатных породах раннего-среднего девона и на вулканогенных силурийских комплексах (разрезы в районе г.Миасс) [7]. По структурному положению, фациальному облику и вещественному составу они

близки зилаирской серии восточного борта Зилаирского синклинория и Присакмарско-Вознесенской зоны.

В Восточно-Магнитогорской зоне позднедевонские образования имеют туфогенный, вулканомиктовый состав, через вулканогенно-кремнистую толщу франского возраста надстраивают вулканогенный разрез среднего девона и перекрыты существенно вулканогенными комплексами раннекаменноугольного возраста. В разрезах широко развиты обвалльно-оползневые, дебризные отложения и осадки сильно нагруженных турбидных потоков.

Учитывая вулканогенный характер возрастных аналогов зилаирской серии, участвующих в строении Западно- и Восточно-Магнитогорской зон, и налегание их на более древние девонские образования, для которых доказано их островодужное происхождение, можно предположить, что формирование фамен-турнейских(?) толщ этих районов связано с островодужным процессом. В то же время, комплексы зилаирского возраста Центрально-Магнитогорской зоны имеют терригенный состав, сходный с составом пород зилаирской серии Зилаирского синклинория и Присакмарско-Вознесенской зоны.

На этом основании можно предположить, что формирование позднедевонских комплексов, участвующих в строении Зилаирской, Присакмарско-Вознесенской и Центрально-Магнитогорской зон, происходило в едином бассейне на некотором удалении от островной дуги, ограничивавшей этот бассейн с востока, где в это время формировались туфогенно-осадочные и вулканогенные комплексы, наблюдаемые сейчас в Западно- и Восточно-Магнитогорской зонах.

Таким образом, в структуре региона мы наблюдаем, что поля развития терригенных комплексов зилаирского возраста пространственно чередуются с ареалами распространения разновозрастных им вулканогенных разрезов Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской зон. Это может указывать на то, что в послезилаирское время фрагменты среднепалеозойско-позднедевонского островодужного сооружения, располагавшегося на востоке Зилаирского бассейна, были перемещены на запад, в сторону континента, и оказались надвинутыми на разновозрастные им терригенные образования Зилаирского бассейна. В последующем эта покровная структура была дислоцирована в крупные простые сопряженные син- и антиформы. В современной структуре в ядрах синформ на существенно осадочных комплексах Зилаирского бассейна залегают допозднедевонские вулканогенно-осадочные толщи, разрез которых надстраивается фамен-турнейскими(?) образованиями с заметной примесью вулканического материала.

Таким образом, образования зилаирского возраста залегают на двух структурных уровнях. На нижнем уровне расположены существенно осадочные образования (собственно зилаирская серия Зилаирского синклинория, Присакмарско-Вознесенской и Центрально-Магнитогорской зон), а на верхнем структурном уровне - толщи с вулканогенной составляющей.

Все вышесказанное логично объясняет сонахождение и пространственное чередование полей развития разных по составу комплексов зилаирского возраста в современной структуре Южного Урала.

Литература

1. Мизенс Г.А. Осадочные комплексы позднего девона – карбона на юге Урала и проблема коллизии континентальных плит // Палеозоны субдукции: Тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург: ИГиГ. 2000. С. 65–84.
2. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия. 2000. 146 с.
3. 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. М.: Наука, 1998. С. 73–92. (Тр. ГИН РАН; Вып. 500).
4. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 3: Фаменский век. Свердловск: Уф АН СССР, 1967. 205 с.
5. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000). М.: Наука. 1977. 120 с.
6. Хворова И.В., Флищева А. и нижняя молассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ГИН РАН; Вып. 37).
7. Хворова И.В., Ильинская М.И. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования // Литология и полез. ископаемые. 1980. №4. С. 55–67.

Н.И.Павленкова¹

Структура земной коры и верхней мантии и глобальная геотектоника

Корни континентов. Наиболее важным результатом последних сейсмических исследований явилось доказательство существенного различия в строении верхней мантии континентов и океанов, т.е. наличие так называемых «корней» континентов. Они выражаются в существовании под континентами положительных аномалии сейсмических скоростей, простирающихся на глубину всей верхней мантии до 400 км. Особенно четкие аномалии наблюдаются под древними платформами, составляющими ядра всех континентов. Установить это удалось достаточно надежно с помощью сейсмических работ на так называемых длинных профилях, отработанных с ядерными взрывами. Под континентами наблюдаются не только повышенные скорости в верхней мантии, но и изменение структуры переходной зоны к нижней мантии: под океаном кровля переходной зоны поднимается. Корни континентов существенно толще, чем мощность литосферы, последняя имеет около 100 км под океанами и до 200 км – под континентами. Отсюда следует, что литосфера континентов не могла перемещаться по горизонтали, отодвигаясь от срединно-океанического хребта, как это следует из тектоники литосферных плит, иначе она оторвалась бы от своих «корней» и положительные сейсмические аномалии оказались бы под океаном. Если континенты и перемещались, то вместе со своими корнями.

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

Система литосфера–астеносфера. Модель жесткой литосферы, залегающей на глобальном ослабленном слое с частичным плавлением вещества (астеносфере), является основной во многих геодинамических построениях, особенно в плитовой тектонике. Однако до сих пор эта модель не является достаточно обоснованной экспериментальными данными. Это связано с тем, что реологические свойства мантии невозможно определить непосредственно, они оцениваются геофизическими методами косвенным путем. По тепловому потоку рассчитывается глубина до возможного солидуса при различных предположениях о составе пород, об их флюидонасыщенности, о характере изменения температуры с глубиной и др. В сейсмических моделях астеносфера должна проявляться в виде слоев с пониженной скоростью («волноводов») и зон повышенного поглощения. Но выделить глобальный «волновод» не удалось. Слои с пониженными скоростями встречаются повсеместно в земной коре и в верхней мантии, но чаще всего они небольшие по мощности (10–30 км) и локализованы по площади. Очень редко они коррелируются с термической астеносферой, напротив, внутри литосферы эти слои часто более выразительны, чем в предполагаемой по термическим данным астеносфере.

Существенно расщепленной оказалась и термическая астеносфера. В верхней мантии по Анголо-Бразильскому геотраверсу вместо единого астеносферного волновода выделено несколько зон с пониженной скоростью, перемежающихся со слоями аномально высоких скоростей, не типичных даже для холодных кратонов – 8.5 км/с.

Таким образом, модель жесткой литосферы, залегающей на астеносферном ослабленном слое, не подтверждена сейсмическими данными. Более обоснованной является модель верхней мантии, состоящей из серии жестких пластин, разделенных ослабленными слоями. Такая модель хорошо согласуется с адвективно-полиморфными процессами в верхней мантии и плохо согласуется с идеей интенсивной конвекции, двигающей мантийные плиты.

Структура земной коры. В структуре земной коры континентов и океанов выявлены следующие закономерности. Наблюдается последовательное уменьшение мощности земной коры от центра континентов к их окраинам от 40–45 до 25–35 км. При этом слой с сейсмическими скоростями 6,0–6.4 км/с (так называемый «гранито-гнейсовый» слой) сохраняет свою мощность – 10–15 км. В окраинных морях кора сокращается до 10–20 км, в глубоководных впадинах это происходит за счет сокращения толщины или полного выпадения из разреза «гранитного» слоя. В океанических впадинах и на срединно-океанических хребтах кора тонкая – 5–7 км, «гранитный» слой отсутствует. Тонкая океаническая кора наблюдается только в океанических впадинах. На поднятиях она утолщается до 10–20 км, меняется ее внутренняя структура, и встречаются слои со скоростями, типичными для континентальной коры. Большие площади такой коры выделены в Северной Атлантике и в Индийском океане. На многих из них найдены породы континентального типа и все они покрыты мелководными

ми осадками. Последнее особенно важно. Если океаническая кора встречается только в глубоководных впадинах, наличие в разрезе мелководных осадков может быть признаком существования в соответствующий геологический период коры континентального типа. По данным глубоководного бурения, наличие мелководных осадков установлено даже в океанических впадинах. Это свидетельствует о гораздо более широком развитии в прошлом коры промежуточного типа или континентальной коры на больших площадях современного океана и, следовательно, о последующем разрушении этой коры.

Таким образом, данные о структуре земной коры и верхней мантии свидетельствуют о тесной и закономерной связи приповерхностных образований с глубинными процессами, что согласуется с концепцией В.В.Белюсова об эндогенных режимах и противоречит идее глобальной тектоники плит. Однако концепция эндогенных режимов не рассматривает палеомагнитные и палеоклиматические данные о движении полюсов Земли, которые не доказывают перемещения континентов относительно друг друга (Сторетведт, 1999 г.), но говорят об их общем значительном перемещении относительно полюсов вращения Земли. Учитывая все эти данные, можно следующим образом представить историю формирования верхних оболочек Земли.

- *История формирования крупных структур тектоносферы.*

- Крупные структуры тектоносферы (континенты и океаны, Тихоокеанское кольцо) заложились на стадии формирования верхних оболочек планеты Земля в связи с первичной ее неоднородностью. При формировании ядра произошло, возможно, изменение радиуса Земли, и уже тогда образовалась упорядоченная система мобильных зон и глобальная рифтовая система. Первоначальное деление на относительно жесткие блоки и ослабленные проницаемые зоны предопределило дальнейшее формирование крупных геоструктур, оно постоянно обновлялось при последующей активизации глубинных недр.

- Земля, как планета, постоянно испытывала влияние изменений в системе Солнце–Земля–Луна, которые выражались в смене ориентировки оси вращения и в соответствующем отклонении экватора вращения от экватора формы [1]. Это вызывало изменения в приповерхностной структуре планеты, направленные движения крупных ее блоков и появление новых зон расширения и сжатия, изгибов глобальных мобильных поясов. Форма Земли неправильная, грушевидная. Возможно, поэтому срединно-океанические хребты сформировались, в основном, в Южном полушарии.

- Горизонтальные перемещения глобального характера происходили по системе земных сфер: верхняя мантия скользила по нижней вдоль переходной зоны, нижняя мантия – по жидкой сфере ядра и т.д. Наиболее крупные относительные движения верхней мантии произошли в силуре–девоне, что привело к перемещению континентов с Южного полушария в Северное и к соответствующему изменению в положении магнитных полюсов.

• При формировании коры и других слоев в верхней мантии главное значение принадлежало процессу дегазации Земли. Мантийные флюиды концентрировались в ослабленных зонах и под непроницаемыми покровками, провоцируя в насыщенных слоях частичное плавление при относительно низкой температуре. Таким образом сформировались астенолинзы и субгоризонтальные слои в верхней мантии.

• Первичная земная кора отличалась от современной и была, возможно, сходной с корой Луны [3]. Континентальная кора образовывалась позже за счет поступающего из мантии кислого вещества, насыщенного флюидами. На поверхности образовались пятна (ядра) будущих континентов [2], которые наращивались за счет новых порций кислого материала. Основной этап формирования толстой континентальной коры относится к протерозою [4]. При этом оставались области с тонкой корой, на месте которой сформировались в будущем океанические впадины. Наиболее крупная такая область существовала, очевидно, на месте современного Тихого океана. Она постоянно затягивалась на всех уровнях тектоносферы, что и привело к формированию Тихоокеанского кольца с горными сооружениями и разломными зонами Беньоффа.

• В мезозое начался новый этап развития тектоносферы – выплавление из мантии огромного количества основного материала – на континентах и океанах образовались базальтовые покровы [5]. Они ознаменовали этап деструкции первичной и континентальной коры и формирования современной океанической коры. Разрушение континентальной коры проходило по-разному: за счет эрозии снизу (на континентальных окраинах), за счет эклогитизации и магматического замещения образовалась тонкая субокеаническая кора глубоких континентальных впадин, за счет полной переработки первичной коры – современная океаническая кора. На заключительном этапе формирования океанической коры произошло резкое погружение дневной поверхности и образование глубоких океанических впадин [6].

• Крупные вертикальные перемещения дневной поверхности можно связывать с изменениями в структуре астенолинз. Концентрация флюидов и начало частичного плавления приводило к поднятию крупных площадей, отток материала из астенолинз, его остывание – к опусканию дневной поверхности. Горизонтальные движения локальных приповерхностных структур происходили по отдельным астенолинзам в верхней мантии или по ослабленным зонам в земной коре.

Литература

1. Авсюк Ю.Н., Афанасьева Л.В. Астрономическая информация в геодинамических построениях // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 404–412.
2. Богатиков и др. Ранняя кора Земли: Геология, петрология, геохимия // Ранняя кора: Ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 15–26.
3. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Недра, 1999. 253 с.
4. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
5. Фролова Т.И. Магматизм и происхождение тафрогенных впадин // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1980. С.298–317.
6. Bardo-Kyriakidis A. (Ed.), 1990. Critical aspects of the plate tectonics theory. Theophrastus Publications, S.A. Athens, Greece. 1990. С. 444 p.

Геодинамическая обстановка формирования офиолитов Малого Кавказа

К северо-восточным окраинным горным цепям Армянского нагорья, известным под названием Малого Кавказа, приурочен узкий протяженный офиолитовый пояс, вопросы геодинамической обстановки (ГДО) формирования и тектонической природы которого не потеряли своей актуальности до настоящего времени. Огромный фактический материал по геологическому строению и вещественному составу офиолитов, современные интерпретации их генезиса содержатся в работах Т.Аб.Гасанова, Г.С.Закариадзе, В.Г.Казьмина, А.Л.Книппера, М.Г.Ломизе, М.А.Сатиана, С.Д.Соколова, В.Е.Ханна и других исследователей. В зависимости от представлений о ГДО формирования офиолитов, последние рассматриваются либо как аллохтоны, обдуцированные на Малокавказскую островную дугу из расположенного южнее океанического пространства, либо в качестве автохтонных образований в рифтовых зонах континентальной коры. Анализ имеющихся данных позволяет предложить иную трактовку ГДО формирования позднемезозойских комплексов Севанского (Севано-Акеринского, Амасия-Севано-Акеринского) офиолитового пояса.

Офиолитовый пояс сопряжен с южным краем Сомхето-Карабахской вулканической дуги Малокавказской островодужной системы (ОДС) мезозойского возраста (средняя юра – поздний мел). Однако эта связь имеет не только пространственный, но и структурный характер. На юго-востоке офиолитовый пояс пересекает мезозойскую вулканическую дугу, разделяя ее Карабахскую и Лачинскую зоны; при этом офиолитовые аллохтоны локализованы в пределах обеих зон и перекрывают олистостромовые толщи позднего сеномана – раннего сенона, наращивающие островодужные вулканогенные разрезы и кремнистые известняки поздней юры – неокома. Севано-Акеринская офиолитовая зона, таким образом, представляет собой тектонически совмещенные фрагменты позднемеловых бассейнов Малокавказской ОДС, в которые в сеномане – раннем коньяке были сжаты офиолитовые аллохтоны.

Аллохтонный тектонический комплекс Севанской зоны, обычно рассматриваемый как офиолиты, или офиолитовый комплекс, в действительности представляет собой тектоническую смесь фрагментов разновозрастных офиолитовых последовательностей, вулканогенно-кремнистых, осадочных, метаморфических толщ. В отдельных крупных блоках установлено двухъярусное строение аллохтона. Его основание сложено допозднеюрскими преимущественно меланократовыми образованиями – гарцбургитами, дунитами, троктолитами, расслоенными габброидами, а

¹ Псковский государственный педагогический институт, Псков, Россия.

также плагиогранитами, диабазами, базальтами, метаосадочными породами; выделяются фрагменты допозднетриасовых, триас-раннеюрских, среднеюрских комплексов, формировавшихся как в океанических бассейнах, так и в энсиматических островных дугах.

В кровле этого «меланократового основания» установлены офиолитокластовые брекчии и офикальциты. Они перекрыты вулканогенно-кремнистым комплексом (толеиты MORB-типа, выше – щелочные базальты и бимодальные вулканические толщи, радиоляриты) поздней юры – раннего мела. В базальты включены экзотические глыбы мраморизованных известняков PZ₃ – MZ₁, они обильны и в серпентинитовом меланже. Расположенные выше верхнемеловые (сеноман – ранний турон) вулканогенно-терригенные толщи разнообразны по составу и формировались в неодинаковых тектонических обстановках. Выделяется несколько типов разрезов этого возраста: 1) высокотитанистые толеиты и щелочные базальты, с андезитами, риолитами, трахитами, обильной пирокластикой; 2) высоко- и низкотитанистые островодужные толеиты и бонинитоиды, с преобладанием андезито-базальтов и андезитов; 3) терригенные толщи альб-раннеконьякского возраста.

Если рассматривать офиолиты Севанского пояса как фрагменты позднемезозойской части океанической плиты Мезотетиса (и локализованных в ней энсиматических островных дуг), то естественно помещать корневую область офиолитов в океаническом пространстве, еще сохранявшемся в позднемеловое время южнее – юго-западнее Малокавказской ОДС. Однако этому предположению противоречат по крайней мере два обстоятельства: 1) офиолитовые аллохтоны, продвигаясь к новообразованным бассейнам внутри осевой вулканической зоны Малокавказской ОДС (Атеркскому, или Тоурагачайскому в Карабахской зоне, Сарыбабинскому в Лачинской зоне), должны были преодолеть не только зону преддужья, но и мощные вулканические поднятия Кафанской и Лачинской зон; 2) офиолиты были перемещены из корневой области в пределы указанных бассейнов без «дивертикуляции» [4], последовательность залегания комплексов (снизу вверх перидотит-габбрового и вулканогенно-кремнистого) в целом не была нарушена. Эти факты заставляют искать область формирования позднемезозойских вулканогенно-осадочных толщ Севанской зоны не в океаническом бассейне, а во внутренних зонах растяжения, расположенных в пределах самой Малокавказской ОДС.

В строении аллохтонного комплекса Севанской зоны отражены события, связанные с тектоническим расщеплением допозднеюрской коры, раскрытием на дне формирующихся бассейнов меланократового основания и накоплением на нем вулканогенно-кремнистых толщ, без существенной роли мантийного диапиризма и формирования полной офиолитовой последовательности. Все эти особенности могут свидетельствовать об обстановке растяжения коры преддужья и вулканического поднятия островной дуги.

В последние десятилетия многие исследователи офиолитов супрадукционного генезиса приходят к выводу об их формировании при растяже-

нии и рифтинге в преддуговых областях. Сравнительно тонкая кора преддужий подстилается аккреционной призмой, в тектонических чешуях которой важную роль играют более древние океанические комплексы, с широким развитием метаморфических перидотитов и габброидов. Специфический магматизм преддужий представлен излияниями базальтов типа MORB, низкотитанистых островодужных толеитов с повышенными содержаниями калия, бонинитоидов, щелочных лав (вплоть до шошонитов), обильными накоплениями пирокластики [5,6]. С фазами растяжения в преддужье связаны магматическая активность и диапировый подъем серпентинитового меланжа, формирование тонкой мафической коры на деформированном океаническом фундаменте. Крайнее растяжение ведет к рифтингу и спредингу, с формированием междугового бассейна, поскольку после стадии рифтинга главная вулканическая цепь перемещается на фронтальный край спредингового бассейна, в связи с заложением новой зоны субдукции.

Малокавказская островная дуга относится к сложным дугам типа Алеутской, заложенным частично на континентальном, частично на океаническом основании, с очень широким преддужьем, в строении которого заметную роль играли гондванские комплексы нынешней Базу-Зангезурской тектонической зоны, аккрецировавшие в позднем триасе. Заложение и раскрытие Севанского офиолитового бассейна в пределах преддуговой области Малокавказской ОДС связано с тем, что к началу поздней юры происходит существенная перестройка ГДО всего региона. Приблизительно в это время срединный хребет и спрединговая зона Тетиса вплотную приблизились к активной окраине Евразии, а океаническая плита Тетиса почти полностью субдуцировала [3]. Началось формирование новой зоны спрединга, ранние стадии этого процесса выразились в растяжении преддужья и расколе вулканического поднятия Малокавказской дуги. На обнаженном меланократовом основании местами изливались толеитовые, затем и щелочные базальты, накапливались радиоляриты и другие осадочные породы. Источником экзотических глыб метаморфитов и осадочных пород с гондванской фауной PZ_3 – MZ_1 могли служить террейны пассивной окраины и кратона, включенные в преддужье. В дальнейшем рифтинг и спрединг привели к образованию позднемезозойского океанического бассейна южнее Понтийско-Малокавказской ОДС. Начиная с поздней юры меняется и направление субдукции под Малокавказскую островную дугу, она приобретает обратную полярность [1].

Таким образом, область формирования позднемезозойских комплексов Севанского офиолитового пояса правильнее считать бассейной, заложившейся при растяжении и рифтинге преддужья и вулканической зоны Малокавказской ОДС. Такая модель, в числе других, рассматривалась также В.Г.Казьминим и А.Л.Книппером, однако не была признана оптимальной, что связано, очевидно, с недооценкой роли преддужий как наиболее вероятного места формирования офиолитов супрадукционного типа.

Предложенная модель делает ненужным предположение о «Зангезурской офиолитовой зоне» как корневой области офиолитовых аллохтонов

Севанского и Вединского поясов. Мелкие фрагменты осадочных и магматических пород океанического (или супрасубдукционного) происхождения, обнаженные в зоне Хуступ-Гирратахского разлома, маркируют границу между двумя террейнами (Кафанским и Зангезурским), сформировавшуюся в третичное время. Вединские офиолиты, генерированные в энсиматической супрасубдукционной зоне растяжения, безусловно, геодинамически тесно связаны с раскрытием Севанского офиолитового бассейна, обусловившем зарождение зоны субдукции в расположенном южнее океаническом пространстве. В отличие от Севанских, обдукция Вединских офиолитов сопровождалась их дивертикуляцией [4].

Литература

1. Ачикгезян С.О. О геодинамическом развитии и металлогении Малого Кавказа в мезокайнозой // Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле. 1985. Т.38, №5. С.71–80.
2. Казьмин В.Г., Книппер А.Л. Аккреционная тектоника Кавказа // Тектонические процессы. / Под ред. Ю.М.Пушаровского, А.А.Моссаковского. М.: Наука, 1989. С.75–89.
3. Книппер А.Л., Рикю Л.-Э., Деркур Ж. Офиолиты как показатель геодинамической эволюции океана Тетис // История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. С.94–104.
4. Ломизе М.Г. Тектоническая дивертикуляция в офиолитах Малого Кавказа и Анатолии // Бюл. МОИП. Отд.геол. 1994. Т.69, вып.2. С.19–27.
5. Jakes P., Miyake Y. Magma in forearcs: implication for ophiolite genesis // Tectonophysics. 1984. V.106. P.349–358.
6. Ogawa Y., Naka J., Taniguchi H. Ophiolite-based forearcs: A particular type of plate boundary / Formation of active ocean margins. N. Nasu et al. (eds). Tokyo: Terra Sci. Publ.Co., 1985. P.741–746.

Е.И.Паталаха¹, В.В.Гончар¹, Г.Л.Трофименко²

Лагранжева турбулентность и структурирование тектоносферы

Тектоносфера – термодинамически неустойчивая подвижная область твердой Земли, формирующая тектогенез. Последний реализуется путем вязкопластичной (твердофазной) перегруппировки вещества, т.е. по рогового и, в отдельных случаях (волноводы), непорогового течения. Такое течение, в силу исключительно высокого уровня вязкости среды (порядка 10 в 16–19 степени пуаз и более), – струйчатое, т.е. ламинарное, и осуществляется в форме тектонических потоков, которым свойственны все характеристики Стоксовского течения вязких тел: линии тока, градиенты скорости и др.

С тех пор как стало понятным, что в тектоносфере преобладает односистемное сдвиговое течение [2, 8], тектонические потоки в геологии обрели зримые очертания. Концепция тектонических потоков до вольно

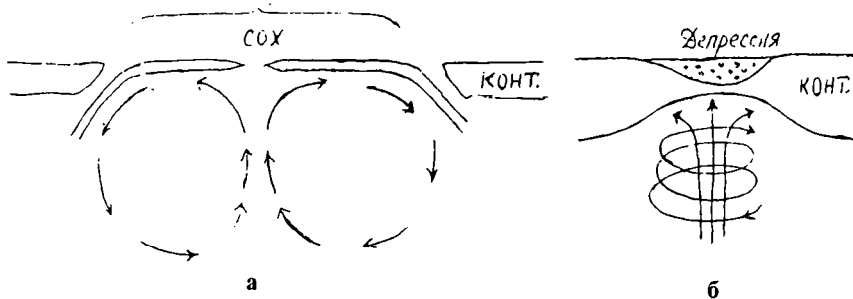
¹ Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАН Украины, Киев, Украина.

² Научно-производственный концерн «Укрнафтинвест», Киев, Украина.

разносторонне рассмотрена в работах [6,7]. Функциональная суть их достаточно очевидна и состоит в структурировании тектоносферы. Однако сам механизм структурирования продолжительное время оставался не вполне понятным. Вначале казалось, что достаточно одного односистемного сдвигового течения и проблема структурирования получает решение. К примеру, такие плоскостные структурные элементы, как кливаж, кристаллизационная сланцеватость, полосчатость и т.п., служат непосредственным отображением плоскости ламинарного течения. Складки образуются вследствие бифуркации (неустойчиво сти, нестационарности) такого течения в плоском потоке с низким по поперечным градиентом скорости, тогда как разрывы возникают в высокоградиентном потоке. Весь же прочий набор (парагенез) деформационных структурных элементов, который фиксируется в орогенических поясах, возникает в условиях переходного гидродинамического режима [2,5,6]. Позже стала вырисовываться более сложная картина структурирования. Оказалось, сам механизм течения, не достаточно разработанный дотол в гидродинамике (и в весьма упрощенной форме фигурировавший в геологии), таит в себе немало сюрпризов, которые прояснились только благодаря тонким экспериментам в гидродинамике ламинарного потока. Результирующая картина сегодня представляется следующей.

В природе существует два типа тектонических потоков (рисунок).

Океан



в



г

Типы тектонических потоков

1. Первичные, активные термогравитационные, продуцируемые тепловыми возмущениями (подъем относительно легких и горячих астенотитийных масс - всякого рода продуктов дифференциации ядра Земли) и контролируемые, в частности, глобальную систему конвективных потоков на верхних горизонтах тектоносферы (до глубины 400–800 км) а также плитотектонический цикл Вильсона как главный механизм эволюции земной коры в фанерозое.

2. Вторичные, пассивные, продуцируемые деформирующими силами, приложенными извне – обычная ситуация межплитных и межблоковых деформаций, развивающихся у самой поверхности (до глубины 30–100 км).

Самая общая термогравитационная конвективная схема тектонических потоков на верхнем уровне тектоносферы в условиях плитотектонических процессов состоит в признании конвергентного апвеллинга с компенсирующим субдукционным даунвеллингом – в форме своеобразного замкнутого цикла тепломассопереноса. Такие тектонические потоки – всегда вихревые, закрученные. Это касается как общей схемы, так и ее деталей, разработанных сегодня довольно подробно для различных геодинамических ситуаций с помощью численного моделирования.

Очевидно, сама плитотектоническая схема питается более глубинными плюмтектоническими потоками. Там ситуация более специфична.

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

С этой точки зрения можно было бы проинтерпретировать провальные процессы в Южном Каспии, в западной, средней и восточной частях Черного моря, а также в Восточном Средиземноморье...» [1].

Ну как тут не сослаться на совершенно созвучную во всех отношениях недавнюю статью автора этих строк (написанную независимо) и на рисунок, ее сопровождающие, в том числе и по Средиземноморью, и по Черному морю [4].

Вплоть до 70-80 годов бытовало мнение (во многом подсознательное) о том, что между конвективным и деформационным тектоническими потоками существует принципиальное различие: первичный поток вихревой, а вторичный, якобы, в общем прямолинейный (по меньшей мере, в постулируемых элементарных геологических деформациях типа pure shear

и simple shear). Такое мнение, по-видимому, было заимствовано первоначально из отрывочных геологических наблюдений, таких, напри мер, как линейное развитие кливажа осевой плоскости. Однако более углубленные дальнейшие наблюдения показали, что на самом деле фрагменты кажущихся линейными зон осевого кливажа чаще всего в региональном плане выстраиваются в сложнейшие вихревые узоры (то же касается и деталей), понять которые, как правило, невозможно с традиционных позиций.

Изумительные по чистоте исполнения эксперименты в этом плане проделаны Д.Оттино путем введения в вязкотекучую жидкость своеобразных цветных трассеров, фиксирующих траектории перемещения элементарных частиц. Вещества – трассеры – показали, что даже в самых простейших случаях (сдвигание вязкой жидкости между двумя пластинками) перемещение частиц носят не прямолинейный, а вихревой (криволинейный) характер. Повторно смятые изоклиналильные складки возникают в условиях простейшего знакопеременного сдвигания и не требуют для своего образования никаких хрестоматийных «боковых» сжатий [6].

Складки – проявление турбулентного режима течения. Вопреки бытовавшему в геологии мнению о том, что турбулентный режим в условиях низкоскоростного безынерционного течения практически невозможен, оказалось, что понятия «низкоскоростной» и «турбулентный» – совместимы. Такая турбулентность названа Лагранжевой. Понятно, что для структурирования тектоносферы она представляет исключительный интерес. Оказалось также, что такие феноменальные проявления высокоскоростных течений, как «торнадо» вполне совместимы и с низкоскоростными течениями [4].

Таким образом, турбулентность (Лагранжева), равно как и вихревой характер вообще, – не запретное, а, наоборот, неотъемлемое свойство тектогенеза, если рассматривать его не фрагментарно, а системно в пространственно-временных координатах как вязкопластичную перегруппировку вещества в форме тектонических потоков. Иными словами, это имманентное свойство тектонического потока не зависимо от реологических свойств его, т.е. термодинамического уровня в тектоносфере. Поэтому Лагранжева турбулентность, будучи развернута во времени, выступает как совокупность бифуркаций нестационарного тектонического потока [4], как прямое отображение варьирующего режима его функционирования. Иными словами, турбулентность тектонического потока – результат бифуркации и основа структурирования тектоносферы, как это и было нами предположено ранее для более частного случая складкообразования в земной коре [5]. Сегодня есть все основания расширить рамки приложения данного процесса на весь объем тектоносферы в целом.

При этом различие элементарных складок и разломов следует трактовать в конечном счете как различие в поперечных градиентах скорости потока: для складок характерен минимальный градиент, тогда как для разломов – максимальный (с разрывом поля скоростей). Более обычная картина – переходная между двумя указанными как бы экстремальными, случаями.

Что же касается прочих тектонических структур течения (кливажа, линейности и т.д.), то их параллелизация с тектоническим потоком сохраняется той же самой, что и была намечена нами в свое время на заре развития данного научного направления параллелизации тектонического и гидродинамического процессов.

Пользуясь случаем, выражаем искреннюю признательность директору Института гидромеханики НАНУ академику В.Т. Гринченко за неоценимую помощь и полезные советы.

Литература

1. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Тектонические кольцевые структуры // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М. ГЕОС, 2000. С.167–171 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
2. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, Изд-во АН-КазССР, 1974. 216 с.
3. Паталаха Е.И. Простейшая физическая модель динамометаморфического течения пород (элементарная струя) // ДАН СССР. 1975. Т.192, № 1.
4. Паталаха Е.И. Тектонический поток типа «торнадо» в геологических структурах: Бразильский щит, Средиземноморье, Черное море // Минеральные ресурсы Украины. 2000. № 1. С.38–39.
5. Паталаха Е.И., Гарагаш И.А. Бифуркация односистемного сдвигового течения земной коры как основа складкообразования // ДАН СССР. 1991. Т.317, № 2. С.427–430.
6. Паталаха Е.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: ФЕНИКС, 1995. 160 с.
7. Смирнов А.В. Роль тектонических потоков в геодинамике литосферы // Геология Казахстана. 1997. № 4. С.24–34.
8. Wenk H.-R. A new view mantle structure // Eos. 1993. V. 74. P. 24–25.

Е.И.Паталаха¹, Н.И. Лебедь, В.А. Великанов¹, Г.Л.Трофименко²

Буферная зона как особый тектонический и минерагенический элемент земной коры в системе ороген–кратон (на примере юго-западного сектора Восточно-Европейского кратона)

Научные основы излагаемых ниже представлений развиты в работах [1-8]. Здесь мы коснемся только сути обосновываемой буферной зоны как своеобразного пограничного элемента земной коры в системе ороген–кратон, нуждающегося в специальном изучении.

Граница пассивной окраины ЮЗ сектора Восточно-Европейского кратона (ВЕК) и полихронного бордюрного орогенического пояса неогей, т.е. системы ороген–кратон, резко подчеркнута генеральной композитной системой полихронных краевых прогибов, состоящей, по сути, из четырех трасс, каждая из которых маркирует демаркационную линию «своей» системы ороген–кратон второго порядка (рис. 1).

¹ Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАН УкраиныУ, Киев, Украина.
² Научно-производственный концерн «Укрнафтинвест», Киев, Украина.

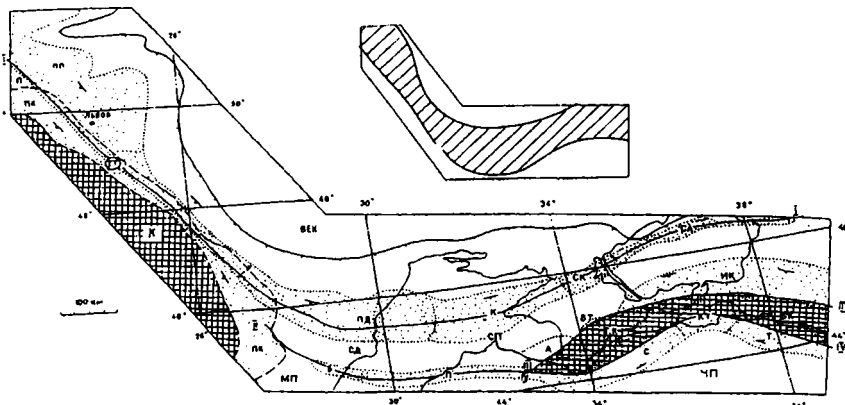


Рис. 1. Трассы краевых прогибов юго-запада Восточно-Европейского кратона (ВЕК) как выражение буферной зоны

I. Предпоморско-Северо-Предкарпатская трасса по границе Поморских каледонид (П) и ВЕК, обозначенных линией Торквиста-Тейсера (ТТ) на СЗ и по границе орогенизированной СП (Скифская плита) вместе с СД (Северная Добруджа) и ВЕК – на ЮВ. Краевые прогибы: ГП – Предпоморский (Балтийско-Днестровский), ПК – Предкарпатский, ПД – Преддобруджский (восточная акваторная часть – Крыловский), К – Каркинитский, СК – Северо-Крымский, СА – Северо-Азовский.

II. Южно-Предкарпатская трасса по границе орогенизированной СП, с одной стороны, и МП – Мизийская плита и ЧП – Черноморская плита, – с другой. Краевые прогибы: Б – Бабадагский и П – прогнозируемые (на пространстве от Бабадага до Крыма).

III. Северо-Предгорнокрымско-Кавказская трасса по границе Горного Крыма – Большого Кавказа, с одной стороны, и СП – с другой. Краевые прогибы: А – Альминский, БТ – Битакский, ИК – Индоло-Кубанский, КТ – Керченско-Таманский

IV. Южно-Предгорнокрымско-Кавказская трасса по границе Горного Крыма – Большого Кавказа, с одной стороны, и ЧП – Черноморская плита – с другой. Краевые прогибы: С – Сорokinский, Т – Туапсинский, КТ – Керченско-Таманский.

1 – кратоны нормальные (ВЕК, ЧП, МП) и орогенизированные (СП), 2 – орогены (Горный Крым, Большой Кавказ, Карпаты, Поморский), 3 – ориентировочные очертания депоцентров краевых прогибов (контуры ПК показаны пунктиром), 4 – разломные границы главных структурных элементов (ВЕК, СП, МП – ЧП, ГК – БК, П), 5 – вергентность краевых прогибов, 6 – изопахита в 1 км мощности чехла Волыно-Подольской и Южно-Украинской моноклиналей, 7 – верхняя кромка континентального склона.

Буферная зона отвечает краевым прогибам внешних по отношению к орогену фронтальных трасс I – III (см. врезку)

Трасса I представлена двумя ветвями: в целом каледонской Предпоморской (с герцинской надстройкой Львовского, отчасти позднеальпийской Предкарпатского и герцинско-раннекиммерийского Преддобруджского прогибов) ветвью СЗ ориентировки и причлещающейся к ней с востока широтной раннеальпийской эмбриональной Каркинитской–Северо-Крымской–Северо-Азовской ветвью. Обе ветви развиты на плече древнего ВЕК, с одной стороны, и разновозрастных орогенов (Поморский, Северо-Добруджский, Карпатский) – с другой. Интересно отметить, что роль орогенического начала применительно к Каркинитскому, Северо-Крымскому и Северо-Азовскому краевым прогибам сыграла Скифская

«плита», испытывавшая заметную активизацию на ранне- и позднеальпийском этапах.

Трасса II представлена выделяемыми Прогностическими эмбриональными краевыми прогибами, которые продолжают на восток Бабадагский раннеальпийский прогиб. Родоначальными являются Черноморская плита, с одной стороны, и аквизированная Скифская «плита» – с другой. Отсюда следует, что Скифская плита на самом деле вряд ли является таковой и нуждается в пересмотре. На востоке Прогностические прогибы соединяются с Сорокинским и Альминским.

Трасса III соединяет разноэтапные Альминский, Битакский и Индоло-Кубанский альпийские (и, в том числе, кимерийский – второй) краевые прогибы, развитые на плече Скифской плиты вдоль ее границы с Горно-Крымско-Большекавказским орогеном.

Трасса IV включает продолжающие один другой Сорокинский, Керченско-Таманский и Туапсинский краевые прогибы, развитые на плече Черноморской плиты вдоль границы ее с Горно-Крымско-Большекавказским орогеном.

Кардинальная геодинамическая специфика юго-запада ВЕК прежде всего состоит в наличии повторяющего его контур Украинского щита (УЩ), который благодаря индифферентности по отношению как к горизонтальным, так и к вертикальным движениям играет роль контрфорса, препятствующего распространению краевых прогибов в глубь кратона, что сильно сокращает ширину и фактически «прижимает» их к самому краю кратона. Тем самым область развития краевых прогибов оказывается реально зажатой между геодинамически активным полихронным орогеническим поясом, с одной стороны, и индифферентным УЩ – с другой, занимая сравнительно узкую полосу шириной порядка 100–200 км. Полная противоположность – ситуация в промежутке между Балтийским и УЩ: здесь краевой прогиб, расширяясь, фактически сливается с ортогонально прилегающей к нему Балтийской синеклизой. Такая же ситуация наблюдается вдоль всего восточного контура ВЕК от Баренцова до Каспийского морей.

Таким образом, формирование краевых прогибов по ЮЗ контуру ВЕК происходило в стесненных условиях «дефицита пространства» по латерали перпендикулярно контуру кратона, по-видимому, на всех этапах цикла Вильсона. Это, естественно, способствовало структурой контрастности и ограничило ширину краевых прогибов, хотя максимальная глубина их депозитов достигла вполне зрелых величин: для Предпоморского – 4–5 км, Преддобруджского – до 9, Каркинитского – 10, Индоло-Кубанского – 11 км. Вот почему довольно узкую полосу развития краевых прогибов по ЮЗ контуру ВЕК в составе трех фронтальных трасс I–III следует рассматривать как своеобразную буферную зону разрядки тектонических напряжений, возникающих в результате воздействия относительно активного орогенического пояса на индифферентный кратон как на коллизионных, так и на предшествующих этапах неогена, что отмечено на рис.2.

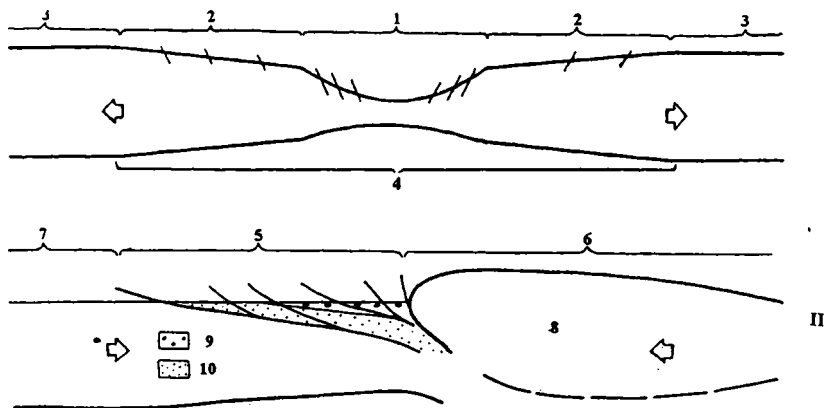


Рис. 2. Краевой прогиб (результат совмещения перикратонного и предгорного прогибов) как буферная зона – тектонически нарушенный край кратона в цикле Вильсона: I – начало первой половины, II – конец второй. Внемасштабная схема

1 – кора максимально растянута, прообраз геосинклинали (океана); 2 – кора умеренно растянута, прообраз перикратонного прогиба; 3 – кора – ненарушенная, прообраз кратона; 4 – «шейка» как элемент буферной сути перикратонных прогибов в условиях растяжения земной коры; 5 – краевой прогиб (перикратонный плюс предгорный прогиб) как буферная зона в условиях сжатия земной коры; 6 – ороген; 7 – кратон; 8 – складчатость, высокотемпературный–низкобарический метаморфизм, палингенез и анатексис; 9 – осадки предгорного прогиба; 10 – осадки перикратонного прогиба

Буферная зона не вполне эквивалентна поясу краевых прогибов, так как нередко выходит далеко за пределы их. Из анализа модели краевого прогиба (3–5) видно: если внутреннее крыло обычно можно уподобить крутопадающему взбросо-надвиговому поясу, то специфика внешнего крыла – полого наклонное скольжение (simple sheare), развивающееся особенно интенсивно именно в сравнительно узких участках краевого прогиба подпираемых щитом. Яркий пример тому – Предкордильерский ларамийский краевой прогиб на западе Канадского щита, к зоне срыва чехла которого приурочено одно из крупнейших в мире месторождений УВ – Атабаска. Не исключено, что своеобразное проявление буферной зоны установлено в пределах УЩ в ряде мест картировочным бурением в форме пологого тектонического залегания раннедокембрийских пород на фанерозойских (Белокоровичская мульда, Конкско-Яльнская впадина) или палеозойских на мезозойских (Шумская зона). Поучительным, хотя экстремальным примером, на этот счет могут служить залегающие в аллохтоне каледониды Норвегии.

Судя по имеющимся данным изотопной геохронологии [8], существенно влияющие на эндогенную металлогению тектонотермальные процессы на УЩ в основном ограничились ранним докембрием (до 1,7 млрд лет). Такой возраст имеет металлогения урана, золота, редких и рассеянных элементов. Есть основания думать, что УЩ на протяжении неогена в отношении эндогенной металлогении представлял довольно инертную структуру. Что же касается известных месторождений свинца, цинка, флюорита, барита, са-

мордной меди в базальтах, то все они приурочены в основном к ЮЗ периферии УЩ, подвергшейся более или менее интенсивной тектонотермальной активизации. Речь идет прежде всего о Вольно-Подолии, активизация которой в сфере влияния буферной зоны (особенно типичен Подольский выступ) в металлогеническом аспекте оказалась характерной для срединных массивов (А.Д. Щеглов, Г.Н. Щерба и др.). Отсюда следует, что буферная зона в целом как ближайшая периферия УЩ представляет особый поисковый интерес как на УВ, так и на полиметаллы, медь, ртуть, золото, флюорит, барит и пр.

Таким образом, буферная зона представляет фронтальную часть земной коры форланда, подверженную ощутимым деформациям как сжатия, так и растяжения, которые сопровождают формирование смежного с кратоном орогенического пояса на всех этапах эволюции. Одни деформации коры запечатлеваются в форме самих перикратонных и предгорных прогибов, тогда как другие – в виде сопровождающих систем синтетических сбросов или антитетических надвигов, ореолы развития которых выходят нередко далеко за пределы краевых прогибов. Этим утверждается существование особого тектонического элемента земной коры с характерным минерагеническим наполнением: с одной стороны, это минерагения зон активизации, а с другой, – собственно краевых прогибов. Поэтому тектонически неопределенное понятие «форланд» окончательно утрачивает свою конкретность и со временем должно быть заменено более конкретной и определенной «буферной зоной».

Литература

1. Геотектоника Вольно-Подолии. Киев: Наук. думка, 1990. С.242.
2. Зиновенко Г.В. Палеоокеан Япетус и корреляция геологических событий на западе Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 1994. №1. С. 107–117.
3. Паталаха Е.И. и др. Трассы краевых прогибов ЮЗ ВЕП: модель краевого прогиба и ее приращение // Геол. журн. 1999. № 3. С.26–35.
4. Паталаха Е.И. и др. Геодинамическая модель краевых прогибов - глобальных УВ-носных структур // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС., 2000., С.390–392 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
5. Паталаха Е.И. и др. Десять модальных свойств краевых прогибов как важнейшего для Украины тектонотипа УВ-носных структур // Теоретичні та прикладні проблеми нафтогазової геології. Київ, 2000.
6. Паталаха Е.И. и др. Балтийско-Каспийский (Предпоморско-Преддобруджско-Предтетицкий УВ-носный пояс фанерозойских краевых прогибов // Там же.
7. Щерба Г.Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата: Изд-во. АН КазССР. 1987., 220 с.
8. Щербак Н.П. и др. Ранняя кора УЩ (состав и возраст). М.: Наука, 1991. С.122–151.

Пограничная область кора-мантия в разломе Вима (Центральная Атлантика)

Центральная Атлантика между 7°ю.ш. и 15°с.ш. является переходной зоной между структурами Южной и Северной Атлантики, имеет свою специфику строения, которая существенно усложняет традиционную схему спрединга.

Разлом Вима интересен тем, что в пределах южного борта разломной долины на расстоянии около 270 км от оси современного рифта прослеживается поперечный хребет с классическим разрезом океанической литосферы: верхнемантийные перидотиты (около 1 км), нижнекоровые габбро (около 500 м), дайковый комплекс (около 1 км) и базальты (200 - 800 м) [3].

В 19-м и 22-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» со склонов поперечного хребта были драгированы все вышеназванные породы, детальные исследования которых, в том числе с помощью микрозонда, позволили получить ряд новых интересных выводов.

Большая часть изученных габброидов имеет высокие концентрации ильменита и сидеронитовую структуру, где зерна ильменита, а иногда и роговой обманки, представленной сильно титанистыми паргаситом и чермакитом, цементируют необласты пироксенов и плагиоклазов. Габброиды по преимуществу имеют гнейсовидную текстуру и в той или иной степени перекристаллизованы. На участках перекристаллизации пироксены и плагиоклазы замещаются гранобластовым агрегатом данных минералов.

Эти наблюдения свидетельствуют о том, что в ходе высокотемпературной перекристаллизации габброидов имело место пластическое течение вещества в условиях близких к субсолидусным, при одновременном внедрении в породу поздних высокодифференцированных и относительно высокожелезистых флюидонасыщенных порций расплава. Установлено разнообразие контактов реститовых ультрамафитов и габбро: а) интрузивные с обильными жилами габбро в перидотитах, б) интрузивные со структурами горячего пластического течения как в ультрамафитах, так и в габбро, в) сильно тектонизированные со структурами пластических и хрупких деформаций в ультрамафитах и габбро в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Учитывая тесную пространственную ассоциацию габброидов с перидотитами в пределах южного борта разлома Вима, можно предполагать, что именно подъем перидотитов в верхние горизонты коры и сдвиговые деформации стенок магматических камер, образованных реститами, обусловили пластическое течение не до конца застывшего габбро в магмати-

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

² ИГ СО РАН, Новосибирск, Россия.

ческой камере. Более высокотемпературные продукты ранних этапов фракционной кристаллизации, вовлеченные в движение уже остывающими, практически не перекристаллизованы, но местами претерпели сильное дробление и милонитизацию. В ходе последующего подъема габброидов в верхние горизонты коры они испытали ряд стадий ретроградного метаморфизма в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленсланцевой фаций.

Составы минералов в ультрабазитах свидетельствуют о том, что они слабо деплетированы и образованы при низкой степени частичного плавления мантийного вещества. Структуры ультрабазитов указывают на то, что они претерпели несколько этапов высокотемпературного пластического и затем – хрупко - пластического течения. Полосы излома, волнистое угасание в энстатитах и линейно-плоскостные ориентировки минералов в протогранулярных и порфирукластических лерцолитах образованы в ходе трансляционного внутрикристаллического скольжения при субсолидусных температурах и маркируют подъем мантийного вещества и его частичное плавление. Субсолидусные температуры минеральных равновесий энстатит + диопсид составляют для центральных частей порфирукластов 911°C, для необластов 959°C [4]. На эти структуры наложены пластические деформации, протекавшие преимущественно в ходе рекристаллизации, что говорит о снижении температуры и/или увеличении скорости деформаций. При этом плоскость и направление более позднего течения не всегда совпадала с ранними; возникали линейные сдвиговые зоны, маркируемые тонкими необластами. При формировании милонитов и бластомилонитов преобладало межзерновое скольжение с образованием «закрученных» и «обтертых» зерен реликтовых порфирукластов. Одновременно происходила послонная минеральная дифференциация породы. Судя по размеру необластов - 0,01 - 0,005 мм, дифференциальный стресс и скорость деформаций здесь были максимальными.

Сдвиговые пластические и хрупкие деформации продолжались и в ходе образования амфиболсодержащих ультрамафитов. Судя по высокому содержанию Al^{IV} , щелочей, железа и титана, амфиболы в этих ультрамафитах формировались при высоких температурах [1]. Присутствие титана и щелочей зависит также от состава протолита и от состава флюида. Относительно высокие содержания этих элементов, а также несколько повышенная железистость амфиболов указывают на то, что в формировании высокотемпературного флюида участвовали компоненты базитового расплава, мигрирующего сквозь рестины в зонах проницаемости морской воды.

Для данного метаморфизма амфиболитовой фации с высокой степенью вероятности устанавливается равновесный парагенезис $O1 + Amph + Al-Spl$. Такой же парагенезис выявлен и в амфиболовых ультрабазитовых милонитах на островах Святых Петра и Павла [5], находящихся также в пределах Центральной Атлантики.

Широкое развитие амфиболов в ультраосновных мантийных породах явление исключительное. По всей видимости, такие специфические поро-

ды образовались в ходе раскрытия Центральной Атлантики при формировании рифта и сопутствующих сдвиговых деформациях в области полых разрывов, сопровождающих растаскивание литосферы («detachment fault»).

Специфика области раздела кора - мантия при формировании океанической коры в период с 10 по 18 млн лет в районе разлома Вима обусловлена сочетанием нескольких факторов: а) высокое содержание водных флюидов, источником которых была морская вода, взаимодействовавшая с базальтовой магмой; широкое проникновение этих флюидов и их циркуляцию в области формирующихся магматических камер обеспечивали зоны наклонных разломов, рассекавшие литосферу; б) небольшая мощность новообразованной океанической коры, что обеспечило подъем мантийных пород в область активной циркуляции водных флюидов; в) обилие мелких, малоглубинных (2-3 км) магматических камер на уровне раздела кора – мантия, что привело к значительному прогреву верхнемантийных пород и циркулировавших по ним флюидов; г) наличие многочисленных деформационных зон в области раздела кора – мантия, по которым реализовались подъем и латеральное растекание мантийного вещества в ходе формирования океанической коры; д) небольшая скорость спрединга, в ходе которого растяжение, сопровождаемое подъемом магмы, чередовалось с амагматичными этапами, что, возможно, обеспечило время для протекания реакций с формированием равновесной пироксен-шпинель-амфибол-оливиновой ассоциации.

Из этого следует, что наблюдаемая пограничная область мантийных и коровых комплексов была сформирована и выведена в земную кору в области спрединга. Эта область представляет собой динамически неустойчивую систему с детерминированной хаотичностью развития механического и теплового режима [2]. Неустойчивость особенно присуща участкам пересечения зоны спрединга с трансформными разломами, являющимися концентраторами напряжений.

Литература

1. Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Зап. ВМО. 1968. Ч.97, вып. 1. С.15-23.
2. Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.В. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С.3-8.
3. Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E., et al. Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust // Nature. 1989. № 337. P. 726-729.
4. Cannat M., Seyler M. Transform tectonics, metamorphic plagioclase and amphibole saturation in ultramafic rocks of the Vema transform fault (Atlantic Ocean). // Earth and Planet. Sci. Lett., 1995. V.33, P. 283-298.
5. Roden M.K., Hart S.R., Frey F.A., Melson W.G. Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul's Rocks: The metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle source // Contrib. Miner. Petrol.. 1984. V.83. №4. P.376-390.

Главные события в палеозойской геологической истории Среднего Урала

Палеозойская палеогеография Урала достаточно уверенно интерпретируется, начиная с раннеордовикского времени, которым датируются океанические и окраинно-континентальные серии [1, 3, 5]. Присутствие протерозойских пород океанического типа в составе восточноуральских метаморфических комплексов [2] и палеомагнитные данные [6] позволяют нам присоединиться к сторонникам гипотезы о существовании палеоокеана и в допалеозойское время. Дополнительное подтверждение этого вывода получено О.М. Розеном, обнаружившим ксеногенные цирконы протерозойского возраста в вулканитах силурийской именной свиты. При этом особенности составов андезибазальтов исключают вероятность формирования их на сиалической коре; автор делает вывод о присутствии в фундаменте островной дуги допалеозойской коры островодужного типа [4].

В позднем ордовике и силуре достаточно уверенно реконструируются обстановки островной дуги (Тагильская мегазона) с островными вулканическими грядами, внутридуговыми прогибами и задуговым бассейном, блоки которого присутствуют сейчас в зоне Главного Уральского разлома. Палеозона субдукции, продуцировавшая Тагильскую островодужную систему, располагалась, вероятно, восточнее ее и имела западное падение (в современных координатах). Восточнее палеозоны субдукции располагалась субокеаническая область с гетерогенной корой, состоявшей из новообразованной раннепалеозойской океанической коры с допалеозойскими блоками–террейнами. Можно предположить существенную праводвиговую составляющую в субдукционном процессе. Так, Восточно-Мугоджарский и Кокчетавский блоки, располагающиеся сейчас на широте Южного Урала, в ордовике находились на одних широтах с комплексами шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента Севера Урала [7].

Важнейшим тектоническим событием является раннедевонская коллизия Тагильского палеоостроводужного мегаблока, окраины Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕК) и Салдинского террейна. Признаками ее можно считать следующие события: прекращение островодужного вулканизма в Тагильской палеоостровной дуге; высокобарический метаморфизм в зоне Главного Уральского разлома (соответствующие ему парагенезисы магнитных минералов фиксируются палеомагнитными методами); континентальный перерыв с образованием кор выветривания, сменившийся накоплением обломочных пород: такатинской свиты на окраине ВЕК и тальтийской – в Тагильском мегаблоке. Породы Салдинско-

¹ ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция (УГСЭ), Екатеринбург, Россия.

² Институт геофизики (ИГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

³ Баженовская геофизическая экспедиция (БГЭ), Шеелиг, Россия.

го блока испытали в раннем девоне гранулитовый метаморфизм ($T=800-900^{\circ}$, $P=12-15$ кбар), связанный с поддвигом под Тагильскую островную дугу. Хорошая сохранность гранулитовых парагенезисов объясняется быстрым выведением блоков к поверхности по системе син-коллизийных надвигов.

Девонские вулканы Тагильской мегазоны и Петрокаменского блока развивались в режиме активной континентальной окраины; восточнее располагался морской бассейн, блоки которого присутствуют в Медведево-Арамилской сутурной зоне; Гаевско-Адуйский микроконтинент и Алапаевская островодужная система. Далее на восток, очевидно, располагались другие микроконтиненты, палеобассейны и островодужные системы, но они перекрыты осадочным чехлом Западно-Сибирской низменности и изучены слабо. Можно предположить существование одной или нескольких зон субдукции с западным падением. Возможно, одна из них располагалась между Салдинским и Гаевско-Адуйским террейнами, другая – между Гаевско-Адуйским и Красногвардейским микроконтинентами, третья (Зауральская) – на северном продолжении Денисовской зоны Южного Урала, но этот вопрос требует дополнительного изучения.

В раннекаменноугольное (турнейское) время произошла коллизия активной континентальной окраины ВЕК, Гаевско-Адуйского микроконтинента и Алапаевской островодужной системы. Ее признаки: прекращение вулканизма в пределах окраины ВЕК и Алапаевской палеоостровной дуги, формирование полимиктовых грубообломочных толщ – латеральных аналогов «Зилаирского флиша» Южного Урала (арамилская толща), амфиболитовый метаморфизм Салдинского комплекса. Тоналит-плаггиогранитовые и гранодиорит-гранитовые серии формировались в условиях новообразованной активной континентальной окраины; габбро-монцитовые фиксируют локальные участки растяжения в сдвиговых зонах.

В среднекаменноугольное время (московский ярус) на восточном склоне Урала происходит накопление красноцветных конгломератов, фиксирующих активизацию рельефа – рост орогена. В конце визейского времени породы Салдинского комплекса вновь претерпели метаморфизм, что можно связывать с закрытием палеозоны субдукции и началом общезуральской «лобовой» коллизии. Позднекаменноугольно-раннепермское время характеризуется магматизмом и метаморфизмом коллизийного типа.

Таким образом, в палеозойское время фиксируется последовательное приращение активной окраины Восточно-Европейского палеоматерика путем аккреции террейнов. Выделяется три коллизийных события: раннедевонское (аккреция Тагильского и Салдинского террейнов), позднедевонско-раннекаменноугольное (Гаевско-Адуйский микроконтинент и Алапаевская палеоостровная дуга) и позднепалеозойское (средний карбон – пермь), во время которого окончательно замкнулись морские бассейны Зуралья, проявилась складчатость, магматизм и метаморфизм коллизийного типа. Можно предположить последовательный перескок зон субдукции на восток по мере аккреции террейнов к Восточно-Европейскому палеоматерику. Па-

леозоны субдукции реконструируются в пределах Уральского субдукционного пояса, обеспечивавшего нисходящую ветвь мантийной конвекции под Восточно-Европейский материк в палеозойское время.

Интерпретация сейсмических разрезов ESRU 93-99 показывает существование нескольких мощных зон отражающих площадок, погружающихся на запад, под Восточно-Европейскую платформу. Наиболее значительные из них соответствуют Медведево-Арамилской зоне смятия, северному продолжению Карталинской зоны разломов и Новониколаевской меланжевой зоны Южного Урала. Возможно, они маркируют синколлизционные сколовые зоны, наследующие направление палеозон субдукции.

Литература

1. *Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н.* Время существования океанической коры на Южном Урале // ДАН СССР. 1984. Т.276, №4. С. 935–939.
2. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
3. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
4. *Розен О.М., Бибикова Е.В., Викентьев И.В., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М., Покровский Б.Г.* Тагильская синформа: Фрагмент энсиматической островной дуги сирийского палеоокеана // Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). Ярославль, 1999. С. 113–131. (Сб. науч. тр. ФГУП НПП «Недра»; Вып. 5).
5. *Разанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А.* Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. Динамика формирования, структура, вещественный состав и полезные ископаемые складчатых систем и осадочных бассейнов различной геодинамической позиции. Проект А.0070 ФЦП «Интеграция». М.: ГЕОС, 1999. С. 5–23.
6. *Самыгин С.Г.* Уральский палеоокеан – время образования. // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 449–453. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
7. *Саяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С.* Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // Геология и геофизика. 1992. №4. С. 17–22.

Е.В. Пиотровская¹

Линейные и кольцевые структуры в современном строении Новой Земли

Архипелаг Новая Земля является средневысотным горным сооружением, возникшим на завершающих этапах замыкания Уральского палеоокеана на его пассивной окраине в киммерийскую эпоху складчатости [1]. Описываемая территория охватывает центральные части Карского и Баренцевского синклиналиев, южную часть Северо-Новоземельского и северную часть Южно-Новоземельского антиклиналиев, их периклинальные замыкания и Кармакульское структурное седло. Для нее характерна линейная складчатость с меридиональным простираем основных структур, осложненная продольными глубинными разломами палеозойского возраста и поперечными более молодыми разрывами.

Многими исследователями неоднократно подчеркивалось блоковое строение современного горного сооружения Новой Земли. Судить об этом

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

позволяют как анализ рельефа островов по топографическим картам, так и результаты геологической съемки [2], в ходе которой картировалось три системы активных разломов.

При изучении топокарт, а также составленных по методу В.П. Философова [3] морфометрических схем базисной поверхности в современном рельефе северной низко-среднегорной части Южного острова Новой Земли были выделены многочисленные кольцевые и линейные структуры. Наиболее отчетливо подобные структуры проявляются в очертаниях речных долин и берегов, реже совпадают с гребнями водоразделов и их склонами.

Кольцевые структуры Южного острова Новой Земли можно подразделить на группы по положению (вдольбереговые и внутриостровные), размерам (крупные, более 10 км в диаметре; средние, 3–10 км, и мелкие, менее 3 км) и по наличию радиальных линейных структур.

Крупные кольцевые структуры в основном тяготеют к главному водоразделу острова и обычно соответствуют изгибам верховьев главных речных долин (реки Абросимова, Пуховой, Безымянной), а также контролируют береговую линию в обоих устьях пролива Маточкин Шар. Структуры четкие, имеют форму дуг, опирающихся на углы 120–160° в северной части острова, и 250–300° в центральной части. Кольцевые структуры подобных размеров часто возникают при препарировании экзогенными процессами интрузивных тел, однако в геологической структуре территории кольцевые и изометричные интрузии отсутствуют. Кроме того, не наблюдается смещения фрагментов колец по разломам наиболее молодой системы. Следовательно, описанные образования наложены на древний тектонический план острова.

Кольцевые структуры среднего размера (6–10 км) в основном развиты в восточной части района, а также вдоль линии залив Шуберта – залив Пуховой и выражены весьма нечетко в виде дуг в очертаниях речных долин. У кольцевых структур этого размера практически отсутствуют радиальные элементы, зато часто присутствуют двойные кольца, наложенные (вложенные) структуры меньшего диаметра и косые разломы, секущие кольца по хордам с длиной меньше радиуса структуры. Более всего рисунок подобных образований напоминает системы разломов, возникающие в платформенных областях над растущими соляными диапирами. Более мелкие кольцевые структуры, диаметром 4–6 км, тяготеют к западной части района, имеют весьма четкие контуры (часто в виде двух почти смыкающихся дуг) и небольшое количество радиальных элементов. Часто они являются вложенными (наложенными) в структуры большего диаметра.

Мелкие кольца (диаметром 2–3 км) наиболее ярко читаются по очертаниям береговой линии в заливах и, в основном, в эстуариях и руслах крупных рек как Баренцева, так и Карского побережья (реки Вадега, Пуховая, Безымянная, Красная, Черная-Литваяха, Степового). Структуры не имеют радиальных элементов. В более южных районах острова подобные мелкие структуры часто отвечают жерлам вулканических аппаратов позд-

недевонского возраста, однако описываемая территория в основном авулканична, здесь присутствуют только линейные интрузивные тела долеритов в породах рейской и чайкинской свит в Литкенской антиклинали и пропластки туфов базальтов, очевидно, принесенных с юга.

Линейные элементы в рельефе Южного острова Новой Земли проявляются значительно чаще кольцевых и образуют довольно густую сеть. Наиболее протяженными (15–30 км) и явно выраженными являются вдольбереговые линеаменты. Они оконтуривают практически все побережье острова (особенно в северной части), изредка чередуясь с крупными (пролив Маточкин Шар, Большая Кармакульская губа) или мелкими (эстуарии) кольцевыми структурами. Для них характерны два основных направления: северо-северо-восточное и северо-западное, значительно реже встречаются меридиональные и субширотные структуры.

Долинные линеаменты значительно короче (в основном 4–6, реже – до 10–12 км). Наиболее характерны для них северо-западное и субмеридиональное простирание, гораздо реже – северо-северо-западное и северо-восточное. Они образуют несколько линеаментных зон: Карелко-Листвиничскую, Малобезымяннинскую, Центральную, Литкенскую и Шороховско-Шубертовскую. Наиболее густа сеть долинных линеаментов на полуостровах между губой Безымянной и заливом Пуховым и между заливом Клокова и восточным устьем Маточкина Шара. Здесь резко преобладают линеаменты северо-западного простирания протяженностью 15–20 км, на которые наложены гораздо менее протяженные субмеридиональные структуры.

Линеаменты, простирающиеся вдоль гребней хребтов, наблюдаются гораздо реже. Они имеют в основном субширотное и субмеридиональное простирание и входят в виде подчиненных или оперяющих элементов в состав описанных линеаментных зон.

Большая часть линеаментов и линеаментных зон соответствует возникшим или подновленным в плиоцен-четвертичное время разломам, контролирующим блоковую структуру острова. Так, практически все линеаменты северо-западного простирания соответствуют наиболее молодым трещинам и малоамплитудным сдвиго-взбросам и, так же как они, наиболее широко проявляются в зоне погружения Северо-Новоземельского антиклинория и на Кармакульском седле. Именно разломами наиболее молодой системы контролируется Карелко-Листвиничская линеаментная зона.

Более древние глубинные разломы и оси крупных складок проявляются в виде линеаментов и линеаментных зон северо-восточного и северо-северо-восточного простирания. Так, например, Грибовско-Маточкиношарская полиморфная структура и линия мыс Егорова – р. Золотая соответствуют западной зоне блокового строения Северо-Новоземельского антиклинория, контролируемой Главным Новоземельским разломом, в частности, первая совпадает с осью Митюшевской синклинали, а вторая – Первоусмотренной антиклинали. Литкенская зона соответствует оси Лит-

кенской антиклинали, Шороховско-Шубертовская – крупной Восточно-Новоземельской зоне разломов. Малобезымяннинская зона, по всей видимости, прослеживается вдоль линии перехода свода Северо-Новоземельского антиклинория в его восточное крыло.

Наиболее сложно происхождение Центральной линеаментной зоны. В северной части она совпадает с субмеридиональным отрезком Главной Новоземельской зоны разломов, в центральной – с Савинским разломом, а на юге – с осью Геркинской синклинали.

Все вышесказанное относится, в основном, к долинным линеаментам. Происхождение вдольбереговых структур на настоящий момент не достаточно ясно. Разломы, контролирующие береговую линию, практически не картировались; кроме того, описываемые линии (за исключением побережья Паньковой Земли) секут простирание основных структур под достаточно большим углом. Вероятно, они соответствуют системе наиболее молодых разломов (трещин), образовавшейся при обрушении гипотетического Карского свода [2].

Значительно сложнее объяснить происхождение кольцевых структур. Представляется два возможных объяснения их генезиса.

1. Унаследованное развитие структур. Некоторые из них соответствуют брахиморфным элементам тектонического строения. Так, крупная эллипсообразная структура рек Карелки и Домашней с осями 24 и 27 км практически оконтуривает Кармакульское структурное седло, а Пуховско-Холоднинская структура отвечает северному замыканию Литкенской антиклинали. Большая часть кольцевых структур приурочена к зоне периклинального погружения антиклинориев. Однако для древнего тектонического плана территории характерна линейная складчатость и преобладание согласных с ее простиранием разломов. Здесь также отсутствуют изометричные в плане интрузивные тела, вулканические аппараты и соляные диапиры, при препарировании которых могли бы возникнуть кольцевые формы. Кроме того, не наблюдается смещение частей кольцевых структур по активизированным разломам. Следовательно, развитие большинства кольцевых структур не является унаследованным.

2. Структуры оконтуривают крупные положительные формы в неотектоническом плане острова, вскрываемые экзогенными процессами, активизировавшимися вследствие общего воздымания архипелага после снятия нагрузки при таянии четвертичного шельфового ледника. В пользу этого предположения говорят: глубина врезов, U-образные профили верхней части склонов долин крупных рек и наличие в них фрагментов краевых моренных гряд.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

– при дешифрировании топокарт и морфометрических схем Южного острова Новой Земли выделяются кольцевые структуры трех порядков и линеаментные зоны, простирание которых изменяется от северо-западного до северо-восточного;

– большая часть одиночных линеаментов соответствует обновлен-

ным разломам молодой северо-восточной системы, а линейных зон – древним глубинным разломам;

– крупные кольцевые структуры являются наложенными на древний тектонический план и оконтуривают новейшие и современные поднятия, реже – возрожденные древние структуры (Кармакульское седло).

Литература

1. Устрицкий В.И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра // Геотектоника. 1985. №1. С 51–61.
2. Красножен А.С., Барановская О.Ф., Зархидзе В.С., Малясова Е.С. Стратиграфия и основные этапы геологического развития архипелага Новая Земля в кайнозое. Л.: ПГО Севморгеология, 1986. С 23–26.
3. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1960. 94 с.

С.Г.Платонова¹, Е.А.Рогожин²

Древние землетрясения Горного Алтая

Сейсмогеологические работы в сочетании с внерегиональным методом оценки сейсмической опасности [3] и дистанционными методами, проведенные в Горном Алтае, существенно изменили представления о сейсмическом потенциале этой горной страны.

В результате полевых исследований, в пределах крупнейших межгорных депрессий региона удалось выявить и детально изучить тектоническую позицию целого ряда очагов неизвестных ранее древних землетрясений. Эти землетрясения оставили на поверхности следы в виде первичных сейсморазрывов и вторичных сейсмогравитационных дислокаций.

Выходы очагов на поверхность палеоземлетрясений обнаружены на продолжении высокоактивных монгольских структур в пределах Чуйско-Курайской зоны межгорных впадин. К структурам близширотного простирания относятся два сейсморазрыва, обрамляющие молодую антиклинальную гряду с севера и юга. Протяженность сейсморазрывов, по данным анализа дистанционных материалов, составляет 70–75 км [4]. Такая их длина соответствует размеру сейсмического очага примерно 90–100 км, что характерно для землетрясений с магнитудой, равной или превышающей 7,5.

¹⁴C датировки образцов древесного угля – щепок и палеопочв, взятых на определение абсолютного возраста, позволили говорить о нескольких землетрясениях, реализованных в данном очаге примерно 230, 4600 лет назад – в зоне южного и 1000, 8000 лет назад – в зоне северного сейсморазрывов. Собранные материалы позволяют отождествить сейсморазрыв

¹ Алтайский государственный университет (АГУ), Барнаул, Россия.

² Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия.

Чуйско-Курайской впадины и очаговую зону известного «Монгольского» землетрясения 9.12.1761 г. с магнитудой в $7,7 \pm 1,0$.

В районе Курайской впадины, кроме того, обнаружены палеосейсмо-разрывы землетрясений с магнитудой не менее 7,0, происшедших около 2500 лет назад. Сейсмодислокации представлены правосторонним сбросом северо-западной ориентировки и двумя сейсмосбросами северо-восточного направления.

Картину распределения палеочагов землетрясений и их размеров этой части Алтая дополняют сведения о вторичных сейсмодислокациях. Цепочка крупных горных обвалов (по большей части, каменных лавин) обнаружена в долине р. Чуи на двух участках. На одном из них на расстоянии 25 км закартировано десять обвалов с объемом обвальных масс от 5 до 30 млн м^3 и один оползень – обвал, протягивающийся почти на км поперек долины Чуи [4,5]. На втором участке длиной около 20 км, по данным В.В.Бутвиловского [1], насчитывается свыше 30 обвалов, один из которых имеет объем свыше 80 млн м^3 , а объемы перемещенных пород восьми обвалов превышают 10 млн м^3 . Структура тел сейсмообвалов, абсолютные датировки органических остатков подпрудных озерных бассейнов, возникших в результате их образования, указывают на несколько этапов схода обвальных масс, связанных с разновременными сейсмическими событиями, случившимися примерно 230, 2500, 4600, 8000 лет назад. Таким образом, отмечается хорошая корреляция данных радиоуглеродных датировок сейсмодислокаций разного генезиса.

Ситуацию с палеосейсмичностью на севере зоны Чуйско-Курайской впадин дополняют данные по двум крупным обвалам объемом 15–20 млн м^3 , которые послужили причиной образования подпрудного озера примерно 2100 лет назад.

Следы древних землетрясений обнаружены и в других районах Горного Алтая. Не менее грандиозные сейсмические события имели место в районе Уймонской впадины и долины р. Джасатор. Здесь очаги древних землетрясений с магнитудой до 7,0–7,5, соответствующей 9 баллам, реализовались в зонах активных разломов субмеридиональной ориентировки. Одно из них произошло примерно 1000 лет назад. В восточной части Горного Алтая на продолжении активных структур Западных Саян в районе Телецкого озера также обнаружена серия первичных сейсмодислокаций крупных землетрясений в виде системы сбросов меридиональной и субширотной ориентировок. Радиоуглеродные датировки говорят о землетрясении, произошедшем здесь около 1600 лет назад.

Таким образом, результаты проведенных палеосейсмологических работ позволяют говорить о том, что сейсмический потенциал Горного Алтая возрастает в направлении с севера на юг.

Выявленные очаговые зоны сильнейших древних землетрясений расположены в структурных узлах, образованных глубинными разломами северо-западного и близширотного направлений. Очаги конкретных палеоземлетрясений реализовались в зонах активных близширотного и се-

веро-западного (монгольского) направлений в высокогорной южной части Горного Алтая (Чуйско-Курайской зоны депрессий). По удалении к северу и востоку региона преобладающим направлением сейсмогенерирующих структур становится меридиональное.

В качестве особо активных сейсмогенерирующих структур выявлены надразломные пликативные структуры типа форбергов [2].

Полученные палеосейсмологические материалы и радиоуглеродные датировки свидетельствуют о многократности проявлений землетрясений в пределах одних и тех же очагов. Определено, что сильные сейсмические события в пределах всех сейсмоактивных зон Горного Алтая, вызвавшие формирование сейсморазрывов и гравитационных структур, произошли 230, 1000, 2500, 4600 и 8000 лет назад с периодом повторяемости 1000–3000 лет. Приведенные данные В.В.Бутвиловского [1] о возрасте отложенных обвальнo-подпрудных озер в долине р. Чуи дают возможность предполагать реальность еще двух более древних сейсмических событий, произошедших примерно 6400 и 8800 лет назад. Подобные цифры приводятся и китайскими сейсмогеологами [6] для прилегающих территорий Монгольского Алтая в пределах Северо-Западного Китая.

Кинематика сейсмогенерирующих подвижек в пределах одного и того же очага может изменяться от толчка к толчку. Для разновозрастных древних землетрясений в пределах северо-западного сейсморазрыва Курайской впадины изучены деформации типа взброса и правостороннего сбросо-сдвига.

Большая часть камеральных и полевых работ была выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 96-05-64014, 96-05-79058, 97-05-79015, 98-05-79075, 99-05-64582).

Литература

1. Бутвиловский В.В. Палеогеография позднего оледенения и голоцена Алтая: Событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. 252 с.
2. Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
3. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Оценка сейсмического потенциала Алтая с применением вне-регионального сеймотектонического метода // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Инф.-анал. бюл. 1996. Т 3, № 1/2.
4. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П. Неизвестные сильные землетрясения Горного Алтая // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Инф.-анал. бюл. 1996. Т. 3. № 1/2. С. 96–106.
5. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагова О.А., Чичагов В.П. Новые данные о древних сильных землетрясениях Горного Алтая // Физика Земли. 1998. № 3. С. 1–7.
6. Ge Shumo, Bo Meixiang, Zheng Fuwan, Luo Fuzhong. The Koktogay - Ertai Fault, Xinjiang, China // J. Of Earth. Prediction Res. 1996. V.5, № 4. P. 470–504.

Литобиомикрофации карбонатных пород как отражение седиментационных и тектонических процессов (на примере верхнедевонских отложений Западного Урала)

Позднедевонская Камско-Кинельская система прогибов и поднятий хорошо обнажена в границах современной Западно-Уральской зоны складчатости, которая в палеотектоническом аспекте является частью Русской платформы.

Эта территория в позднем девоне была дифференцирована на серию крупных поднятий с мелководной существенно карбонатной седиментацией и окружающих их прогибов, где накапливались глубоководные депрессионные отложения. Последовательность четко подразделяется на два крупных седиментационных цикла – франский и фаменский; каждый из них ограничен в основании и кровле стратиграфическими перерывами.

Франский седиментационный цикл начинается с отложений трансгрессивной терригенной пашийско-кыновской пачки, основание которой представлено главным образом кварцевыми песчаниками и алевролитами; бокситы, сидериты, оолитовые гематиты входят в состав пашийской свиты. Глины, мергели, аргиллиты с морской фауной слагают кыновскую свиту. Франские отложения залегают на породах разного стратиграфического уровня – от венда до живетского яруса.

Верхнедевонская последовательность, начиная с саргаевского горизонта, представлена тремя типами карбонатных разрезов: 1 – сводовым (мелководными известняками и доломитами); 2 – бортовым (карбонаты, представленные органогенными постройками); 3 – депрессионным - относительно глубоководными битуминозными мергелями, известняками, кремнями и аргиллитами; мощность их в 3–5 раз меньше одновозрастных образований на сводах и склонах поднятий. Такая дифференциация обширной территории Урало-Поволжья произошла в результате осадконакопления в условиях растяжения.

Начало этого процесса совпало с началом позднедевонской эпохи, что местами сопровождалось проявлениями вулканизма и оказало существенное влияние на распределение мощностей и типов осадков. В отдельных грабеновых структурах мощность только пашийско-кыновский отложений составила почти 1 км при обычных ее значениях от нескольких метров до первых десятков метров. Осадки отдельных сводов, при общем их сходстве, различаются строением разрезов: соотношением разных типов карбонатов, органических остатков в них, мощностями. Эти же признаки отличают и разрезы разных участков поднятий.

В данном сообщении мы покажем это на примере крупного и наиболее изученного Кыновско-Чусовского поднятия, которое было выделено по

¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

верхнедевонским [1] и турнейским отложениям [2] в начале 60-х годов. Центральная часть поднятия слагается слоистыми амфипорово-строматопоровыми известняками и доломитами. Наименьшие мощности франского яруса приурочены именно к сводовой части поднятия; здесь же концентрируются наиболее богатые крупными колониями строматопорат слои. Фауна заметно беднеет вверх по разрезу и в верхней части яруса имеются линзы эвапоритов. Граница франа-фамена фиксируется здесь горизонтом крупноглыбовых брекчий. К краям поднятия в разрезе увеличивается значение карбонатов с редкими органическими остатками; исчезают поселения крупных колоний строматопорат, возрастает значение амфипоровых и

тонкообломочных и пелитоморфных известняков без макрофауны.

Склоны поднятия окружены кольцом водорослево-брахиоподовых рифов мощностью до 200 м.

Фаменские отложения сводовой части поднятия представлены первично седиментогенными доломитами, в краевых частях поднятия в разрезе яруса преобладают известняки; есть органогенные постройки типа агглютигермов.

Излагаются результаты послойного литологического изучения серии разрезов по профилю поднятия с севера на юг, а также разновозрастные разрезы депрессионных зон, что позволило установить динамику седиментогенеза в разных частях поднятия и окружающих его впадин.

Эти данные позволяют воссоздать общую палеотектоническую ситуацию для позднего девона западного склона Урала. Позднедевонская трансгрессия началась с накопления наземных и прибрежных терригенных образований, которые отлагались на слабо сглаженной эродированной поверхности, рассеченной тектоническими разломами на приподнятые и опущенные участки. Палеотектонический план в полной мере начал проявляться к саргаевскому времени. Дифференциация территории на поднятия и прогибы с длительным сохранением пространственных границ этих палеотектонических элементов могла сформироваться только в условиях стабильного режима растяжения и неравномерного погружения приподнятых и разделяющих их опущенных участков [3].

Литература

1. Чувашов Б.И., Софроницкий П.А. Палеотектоника и фашии позднего девона и раннего карбона западного склона Среднего и Южного Урала и Приуралья // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 2. С. 87-99.
2. Щербakov О.А. Реконструкция древних бассейнов седиментации в области со сложной складчато-разрывной тектоникой (на примере карбона Западного Урала): Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1982.
3. Чувашов Б.И., О.Э. Погромская. Сравнительная седиментационно-палеотектоническая характеристика Кыновско-Чусовского и Каратауского поднятий (западный склон Среднего и Южного Урала) в позднем девоне // Ежегодник 1998. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1999. С. 81-87.

Покровная тектоника Полярнинского поднятия Южно-Аньюйской сутуры (Западная Чукотка)

Южно-Аньюйская сутура (ЮАС) расположена вдоль границы Алазейско-Олойского и Аньюйско-Чукотского складчатых поясов Верхояно-Чукотских мезозойских поясов (рис. 1). На северо-западе структуры ЮАС прослеживаются до моря Лаптевых, а ее восточное продолжение перекрыто вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса.

ЮАС рассматривалась как складчатая зона, возникшая на месте поздне-мезозойского рифта [7, 10], либо как поздне-мезозойская эвгеосинклиналь [3, 6]. В качестве сутуры, образовавшейся в результате столкновения Азии и Гиперборейской плиты и закрытия разделявшего их позднеюрско-раннемелового океанического бассейна, она стала рассматриваться К.Б. Сеславинским [8]. В работах [1, 5] предполагалось, что ЮАС маркирует след поздне-мезозойского бассейна с океанической корой, разделявшего Азию и Северную Америку. В ряде последних публикаций было сделано предположение о допоздне-мезозойском возрасте заложения Аньюйского океанического бассейна [2, 9].

Структура ЮАС большинством геологов рассматривалась как чешуйчато-складчатая с преобладанием крутопадающих разломов [2, 3, 6]. В осевой части ЮАС в пределах Полярнинского и Пенвельвеевского поднятий среди поздне-мезозойских комплексов известны выходы палеозойских и ранне-мезозойских образований [2, 4] (см. рис. 1), которые трактовались как горстообразные выступы фундамента Южно-Аньюйского прогиба [3, 7, 10].

В пределах Полярнинского поднятия (бассейн р.Уямканда) позднепалеозойские образования представлены пелитоморфными и органогенно-обломочными битуминозными карбонатными породами с прослоями песчаников и кальцифирами визейского яруса раннего карбона [4]. Несколько западнее в аналогичных породах обнаружены остатки кораллов (Гулевич, 1960 г.) определённых Г.А. Андриановой как *Lonsdaleia cf. floriformis* Mrt., *Lonsdaleia sp. (cf. L. longiseptata Gorsky)*, *L. floriformis var. septentrionalis Gorsky*.

Структурно ниже каменноугольных образований залегают пиллоу-базальты с горизонтами красных яшм и фтанитов предположительно палеозойского возраста (рис. 2). Базальты содержат обломки различных размеров карбонатных пород. Структурно ниже залегают позднеюрский терригенно-вулканогенный полифациальный островодужный комплекс (см. рис. 2). Позднеюрские и палеозойские образования разделены пологозалегающими зонами серпентинитового меланжа, пластинами базит-

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

ультрабазитов и динамометаморфических пород. Сходные по литологии позднеюрские образования известны в пределах Алазейско-Олойского складчатого пояса. Аналоги палеозойских образований Полярнинского поднятия известны в западном обрамлении Яракваамского поднятия в палеозойских Алучинских офиолитах [2]. В северном обрамлении Полярнинского поднятия позднеюрский островодужный комплекс граничит с подстилающими турбидитами Анюйско-Чукотского складчатого пояса по пологим тектоническим контактам, которые сопровождаются зонами серпентинитового меланжа, динамометаморфизма. В южном обрамлении поднятия более нижнее структурное положение занимает комплекс океанических пиллоу-базальтов с горизонтами пестроокрашенных и красных кремней средне-позднеюрского возраста [Гедько, 1990 г.], а также комплекс позднеюрского офиолитомиктового олистострома. Эти два комплекса типичны для осевой зоны ЮАЗ в ее более восточной части, где, вероятно, вскрыта собственно сутурная (корневая) зона. Позднемезозойские базальты и микститы тектонически подстилаются и перекрываются пластинами ультрабазитов, габброидов, диабазов, динамометаморфических сланцев, серпентинитового меланжа (см. рис. 1).

Наблюдаемые при полевых исследованиях 1998–2000 гг. соотношения породных комплексов в западной части ЮАЗ не оставляют сомнений в том, что территория Полярнинского поднятия имеет покровную структуру. Покровы имеют преимущественно северную vergentность, осложненную более поздними элементами южной vergentности (см. рис. 2). Покровы дислоцированы в син- и антиформы. Время завершающих покровных движений определяется тем, что обломочные полимиктовые породы готерив-барремского неоавтохтона также в ряде районов вовлечены в надвигообразование (см. рис. 2). Структурно наиболее верхнее положение занимают покровы, сложенные образованиями, распространёнными южнее, в пределах Алазейско-Олойского складчатого пояса. Структурно более нижние покровы сложены породами ЮАС. Деформированный автохтон представлен триасовыми турбидитами Анюйско-Чукотского складчатого пояса. Присутствие тектонических эрозионных окон, сложенных триасовыми аркозовыми турбидитами (см. рис. 2), позволяет оценить минимальную амплитуду покровов в 50–60 км.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (экспедиционный проект и инициативный проект 99-05-65649, и РФФИ-Арктика № 98-05-03868), ФЦП «Интеграция» (проект М-00-99). Авторы благодарны руководству и сотрудникам Анюйского ГГПП (г. Билибино) за помощь при проведении полевых работ.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
2. Лычагин П.П., Бялобжецкий С.Г., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Геология и петрография Громадненско-Вургувеемского габбро-норитового массива (Южно-Анюйская зона). Магадан: Кн. изд-во СВКНИИ РАН, 1991. 47 с.
3. Натальин Б. А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихооке-

- анского обрамления. М: Наука, 1984. 135 с.
4. *Паньчев И.А., Егоров Д.Ф.* Объяснительная записка к листу геологической карты СССР масштаба 1:200 000. Сер. Аннойско-Чаунская. Лист Q-58-III, IV Л.: Недра, 1966. 25 с.
 5. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 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. *Радивилл А.Я., Радивилл В.Я.* Позднеюрские магматические образования Южно-Анхойского прогиба // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975. Ч. 2. С. 71–80.
 8. *Сеславинский К.Б.* Южно-Анхойская сутура (Западная Чукотка) // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1181–1185.
 9. *Соколов С.Д., Лиденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А.* Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: Проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
 10. *Тильман С.М.* Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. С. 95–97.

В.И. Попков¹

Кайнозойские дислокации Южного Мангышлака – структурный индикатор региональной геодинамики

В предшествующих публикациях [1-6 и др.] были описаны многочисленные примеры внутриплитных структур бокового сжатия, развитых в мезозойской части разреза Туранской плиты. При проведении полевых исследований удалось получить убедительные доказательства проявления тангенциальных напряжений и на неотектоническом этапе, в том числе – в новейшее время.

1. **Узунбасские дислокации.** Представляют собой субширотную зону надвигов, развитых в отложениях эоцена, состоящую из трех линий складчато-надвиговых дислокаций. Данная зона прослежена на расстоянии 4,5 км. Фронт надвигов извилистой формы, приближенно следующий рельефу местности. Углы наклона надвига колеблются от 9 до 35°, но уже на расстоянии 3-6 м от фронтальной части происходит резкое выполаживание как слоев эоцена, так и самого разрыва с переходом в субгоризонтальное залегание. Видимая амплитуда горизонтального перекрытия 4-6 м, иногда достигает 12 м. Движение по надвигам сопровождалось образованием тектонической глинки трения, в отдельных случаях в фронтальной части надвига развития зона дробления (до 1,5-2 м). Более глинистые прослои часто несут следы тектонического нагнетания пластичных масс, в результате чего наблюдается раздув их мощности, образуются многочисленные будинированные пластины мергелей, рассеченные густой сетью пологонаклоненных трещин. Местами породы почти полностью раздроблены и перетерты, что может указывать на проскальзывание отдельных, более жестких, блоков, слагающих аллохтон.

Южная линия дислокаций представляет собой узкую линейную (800-

¹ Филиал Северо-Кавказского государственного технического университета (СевКавГТУ), Георгиевск, Россия.

100 м) опрокинутую принадвиговую складку. Углы наклона слоев верхов эоцена в южном крыле достигают 23-45°. По мере удаления от фронта надвига слои быстро выполаживаются, переходя в горизонтальное залегание. Перекрываются они глинами олигоцена, лежащими также горизонтально. В подвернутом (северном) крыле слои наклонены под углом 45°, местами до 68°.

В пределах фронтальной части надвига в большом количестве распространены эллипсоидно деформированные диски позвонков акул.

Надвиги активны и в новейшее время. Об этом свидетельствует отражение фронтальных частей в дневной поверхности в виде топографических поднятий, огибаемых руслом р. Аши. В промоинах видно надвижение мергелей эоцена на четвертичные отложения. Видимая амплитуда горизонтального перекрытия – 1,5 м.

С надвигами сопряжены сдвиги, представляющие собой интенсивно кальцитизированные линейные зоны смятия более темной окраски. Ширина их до 50-60 см, ориентированы вкрест простирания надвига и не следятся за его фронтальной частью.

2. Жилгабайские дислокации. Вдоль западного обрыва неогенового плато в районе урочища Жилгабай простирается в север-северо-западном направлении крупная ассиметричная складка: восточное крыло более пологое (30°), западное – более крутое, где наклонно залегающие (35-40°) слои адаевской свиты (верхи эоцена) контактируют с горизонтально лежащими глинами олигоцена. В отдельных случаях слои эоцена имеют запрокинутое залегание.

К юго-востоку простирается гряда (около 3 км), сложенная нижними горизонтами олигоцена и мергелями эоцена. Углы падения слоев 10-20° к северо-востоку.

3. Тарлинский складки. В районе колодцев Тарлы среди поля бурых олигоценых глин обнажены белые мергели адаевской свиты эоцена, слагающие ядерные части четырех складок. Северная складка (1,3x0,2 км) дугообразной формы, выгнута к востоку. Углы наклона слоев – до 70-75°, восточное крыло запрокинуто. Вторая складка кулисообразно подставляет северную, составляя с ней единую линию длиной около 2 км. Антиклиналь ассиметрична: на восточном крыле слои залегают близвертикально, на западном – под углом 50-52°.

Третья складка (2,0x0,2 км) расположена к востоку от предыдущих. На западном крыле углы наклона слоев крутые (79°), местами слегка подвернуты. В юго-западной части слабонаклоненные (5-7°) горизонты олигоцена приведены в тектоническое соприкосновение с близвертикально залегающими разновозрастными образованиями юго-восточного крыла предыдущей складки.

В юго-восточной части Тарлинского района моноклинально залегающие отложения эоцена и олигоцена образуют субширотную пилообразную гряду, протяженностью около 1 км, являющуюся северным крылом складки. Южное крыло снивелировано эрозией. На северном крыле слои

наклонены под углом до 60°, на южном залегают близвертикально. В целом, складка имеет форму дуги (2,3x1,5 км) выгнутой к югу. Вместе с предыдущими складками она образует сложную веерообразную систему дислокаций.

В ряде мест от размыва сохранилась «нашлепка» среднего миоцена, залегающая горизонтально с четко выраженными следами перерыва в осадконакоплении на различных горизонтах палеогена, что позволяет четко датировать возраст дислокаций.

4. Ушкуйонская сейсмоструктурная дислокация. Расположена в северо-западной части Южно-Мангышлакского плато. У крупного мыса, вдающегося с севера в овраг Ушкую, расположена сейсмоструктурная дислокация. Расположена в северо-западной части Южно-Мангышлакского плато. У крупного мыса, вдающегося с севера в овраг Ушкую, располагается крупная (15x15x50 м) опрокинутая набок глыба известняков неогена. Контактует она с нормально залегающими глинами майкопа через мощную (15 м) зону дробления. Верхняя часть ее (6 м) сложена брекчированными известняками неогена. Размер обломков от первых см до 2-3 м. В средней части (5-6 м) в глинистый матрикс погружены хаотично расположенные обрывки пластов неогена, которые обволакиваются интенсивно деформированными и рассланцованными глинами и ариллитами олигоцена. Среди глинистого матрикса присутствуют отдельные катуны (1,0-1,5 м), испытавшие тектоническое вращение. Сложены они теми же породами, что и матрикс, но имеют свою внутреннюю сферическую текстуру. Нижняя часть зоны смятия (2-3 м) образована глинами майкопа, которые имеют сланцеватый облик.

Таким образом, внутренняя структура зоны смятия несет в себе отчетливые отпечатки тектонического течения горных пород, а сами образования напоминают терригенный меланж; образующийся в основании тектонических пластин.

Зона смятия трассируется к западу и востоку от данного пункта и в плане совпадает с фронтальной частью крупного Жетыбайского надвига, выявленного в триасовых отложениях [2]. Строение всех описанных дислокаций может быть проиллюстрировано многочисленными фотоснимками, в том числе снятыми автором с самолета.

Анализ конкретной геологической ситуации свидетельствует о том, что образование трех первых групп дислокаций произошло в предсреднемиоценовое время, когда на обширных пространствах запада Туранской плиты проявился мощный импульс тангенциального сжатия, направленный со стороны Альпийского складчатого пояса [1, 4]. Этот кратковременный отрезок геологической истории сыграл чрезвычайно важную роль в формировании региональной структуры молодой платформы [4, 5]. Отложения неогена покрывают обширные пространства Арало-Каспийского региона, что говорит о прекращении складкообразовательных движений. Отражение ряда складок и надвигов в современном ландшафте, наличие таких структур, как Ушкуйонская и др. [1, 4], свидетельствует о том, что

территория испытывает и в новейшее время воздействие тангенциальных напряжений, направленных с юга – юго-запада, разрядка которых может сопровождаться сейсмическими толчками. Имеющиеся сейсмологические наблюдения и исторические факты подтверждают этот вывод.

Литература

1. Попков В. И. Глубинные структуры Арало-Каспийского региона и их развитие в новейшее время // Тез. XXI Всесоюз. Тектонич. Совещ. М., 1988. С. 37–41.
2. Попков В. И. Чешуйчато-надвиговые и складчатые дислокации северного борта Южно-Мангышлакского прогиба // ДАН СССР. 1989. Т. 305, № 3. С. 678–682.
3. Попков В. И. Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1991. № 2. С. 13–27.
4. Попков В. И., Жданов С. М. Молодые деформации горизонтального сжатия на Южном Мангышлаке // Геотектоника. № 5. 1991. С. 81–92.
5. Попков В. И. Чешуйчато-надвиговые и складчатые дислокации запада Туранской плиты // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1991. Т. 66, вып. 6. С. 32–43.

В.И. Попков¹

Стресс-тектоника платформ

Изучение структуры краевых прогибов и внутренних районов разновозрастных континентальных и океанических плит показало чрезвычайно широкое развитие не только в фундаменте, но и в их чехле, дислокаций, образовавшихся под воздействием сил бокового сжатия. Обнаружены целые области, где складчато-надвиговые дислокации определяют общий стиль тектоники чехла окраинных и внутренних районов платформ. Примером внутриплитных структур бокового сжатия могут служить структуры Тимано-Печорского кряжа (удален на 500 км к западу от фронта Уральского надвига), Центрально-Мангышлакско-Устюртская система дислокаций, внутриплитные деформации сжатия Центральной и Западной Европы (500–1000 км и около 1300 км, соответственно, к северу от Альпийского подвижного пояса), дислокации северо-западной части Африки (около 800 км к югу от Магребского фронта надвигов) и др.

Тангенциальные напряжения из подвижных поясов, передаваясь в пределы прилегающих платформ, сопровождаются перерывами в осадконакоплении, образованием внутривулканических срывов, активизацией подвижек по разломам и процессов складкообразования, что является следствием тектонической расслоенности литосферы, проявляющейся также на уровне отдельных осадочных толщ и слоев.

Закономерная приуроченность линейных антиклиналей к фронтальным зонам надвигов, зависимость морфологии складок от направления падения поверхностей разрывов, обуславливающая асимметричность их крыльев, совпадение времени активного роста поднятий и контролирующую

¹ Филиал Северо-Кавказского государственного технического университета (СевКавГТУ), Георгиевск, Россия.

щих их разрывов указывают на то, что надвиговые структуры являются первичными, а складчатые – вторичными, подчиненными надвиговым. Последующее качественное изменение формы залегания слоистых толщ в условиях возрастающего действия бокового сжатия приводит к формированию в лобовых частях тектонических пластин мощных зон приразломного смятия. Сами разрывы близвертикальны в верхних частях разреза, с глубиной они выполаживаются, переходя в субгоризонтальные срывы. По мере разрастания процесса происходит сближение фронтальных зон смятия с образованием в итоге внутриплатформенных альпинотипных складчатых зон, каковой является, например, Центрально-Мангышлакская система дислокаций.

Признание горизонтального сжатия в качестве главного структурообразующего фактора для отдельных антиклиналей или зон, удаленных зачастую друг от друга на сотни километров, равносильно признанию его одним из универсальных механизмов внутриплитного дислокационного процесса, поскольку общая организация структуры регионов, в том числе и известные закономерности пространственного размещения, морфологии и истории развития складчато-надвиговых дислокаций, не могут быть объяснены локальными явлениями. Следовательно, концептуальная основа традиционных представлений о литосферных плитах, которая основывалась на представлениях о ведущей роли вертикальных движений как ведущего фактора формирования осложняющих их дислокаций, а также широко распространенное мнение об их жесткости, находятся в серьезном противоречии с конкретными фактическими материалами.

В зонах внутриплитных дислокаций происходит разрядка глобальных и региональных тектонических напряжений, локализуется высвобождение значительной части механической энергии, осуществляется ее переход в тепловую, резко ускоряются процессы массопереноса на фоне относительно стабильных смежных участков плит.

Высвобождение тепловой энергии, стресс-метаморфизм, тектодинамические процессы, происходящие в высокоомобильных поясах, в зонах внутриплитных складчато-надвиговых дислокаций, и носящие импульсивный непрерывно-прерывистый характер, сопровождаются резким увеличением скорости и масштабов генерации УВ, их выделением в свободную фазу, многократно активизируют процессы вертикальной и латеральной миграции флюидов, приводя к формированию зон АВПД и внедрению УВ в коллектора-ловушки. В пределах таких зон формируется самый разнообразный спектр ловушек УВ, повышается их плотность, емкостные параметры, что, с учетом вышеизложенного, обуславливает высокую концентрацию и плотность запасов УВ-сырья.

Палеогеография Паратетиса в позднем палеогене

В позднем палеогене прямая коллизия Африкано-Аравийской и Индийской плит с Евразийской привела к воздыманию вдоль меловой сутуры Тетиса коллизионного пояса, что вызвало изоляцию Альпийско-Карпатского и Эвксино-Каспийского тыловых бассейнов Тетиса.

Позднеэоценовый бассейн Северного Перитетиса был одним из самых крупных морских бассейнов на территории Западной Евразии в кайнозое и покрывал огромные пространства Северо-Западной, Центральной Европы, юга Восточно-Европейской платформы, Туранскую и Западно-Сибирскую плиты, обширные депрессии области новейшего орогенеза Средней Азии и Северо-Западного Китая, а также территорию современных складчатых сооружений Альп, Карпат, Крыма, Кавказа и Копетдага. В его строении можно различить шельфовую часть и реликты окраинных морей океана Тетис. Глубоководная часть палео-Паратетиса состояла из Альпийско-Карпатской, Западно- и Восточно-Черноморско-Триалетской и Большекавказской батинальных впадин, разделенных Мизийской сушей, подводными валами Андрусова и Шатского, и окаймлялась относительно узким южным и обширными северным и восточным шельфами. Островными поднятиями Альпийского складчатого пояса – Альп, Динарид, Понтид, Таврид, Малого Кавказа, Эльбурса, Копетдага – палео-Паратетис был уже отделен от Древнесредиземноморского бассейна, но при высоком эвстатическом уровне Мирового океана, сообщался с ним через Центрально-Иранский бассейн и неширокий пролив (Словенский коридор) в области современного сочленения Альп и Динарид [3].

Вследствие позднеэоценового орогенеза, охватившего большую часть Альпийской складчатой области, и эвстатической регрессии раннеолигоценовый Паратетис стал значительно более обособленным морским бассейном, чем эоценовый. Позднеэоценовые острова превратились в крупные соскладчатые массивы суши. В раннем олигоцене Паратетис в основ-

⇒

Рис. 1. Палеогеография области Средиземноморского складчатого пояса в позднем эоцене.

1 – конгломераты; 2 – пески; 3 – глины; 4 – мергели; 5 – известняки; 6 – горы; 7 – возвышенности; 8 – недифференцированная суша; 9 – низменности; 10 – озерные бассейны; 11 – лагуны, временами заливаемые морем; 12 – мелкий шельф; 13 – глубокий шельф; 14 – континентальный склон и батиналь; 15 – терригенный снос; 16 – флиш; 17 – вулканы; 18 – сбросы; 19 – надвиги; 20 – сдвиги.

Буквы на карте: ALB – Альборан; CAL – Калабрия; DH – Донецкая возвышенность; EBD – Восточно-Черноморская впадина; KAB – Кабилия; LIG – Лигурия; MC – Центральный массив; PEL – Пелоританская суша; WBD – Западно-Черноморская впадина

¹ Палеонтологический институт (ПИН) РАН, Москва, Россия.

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

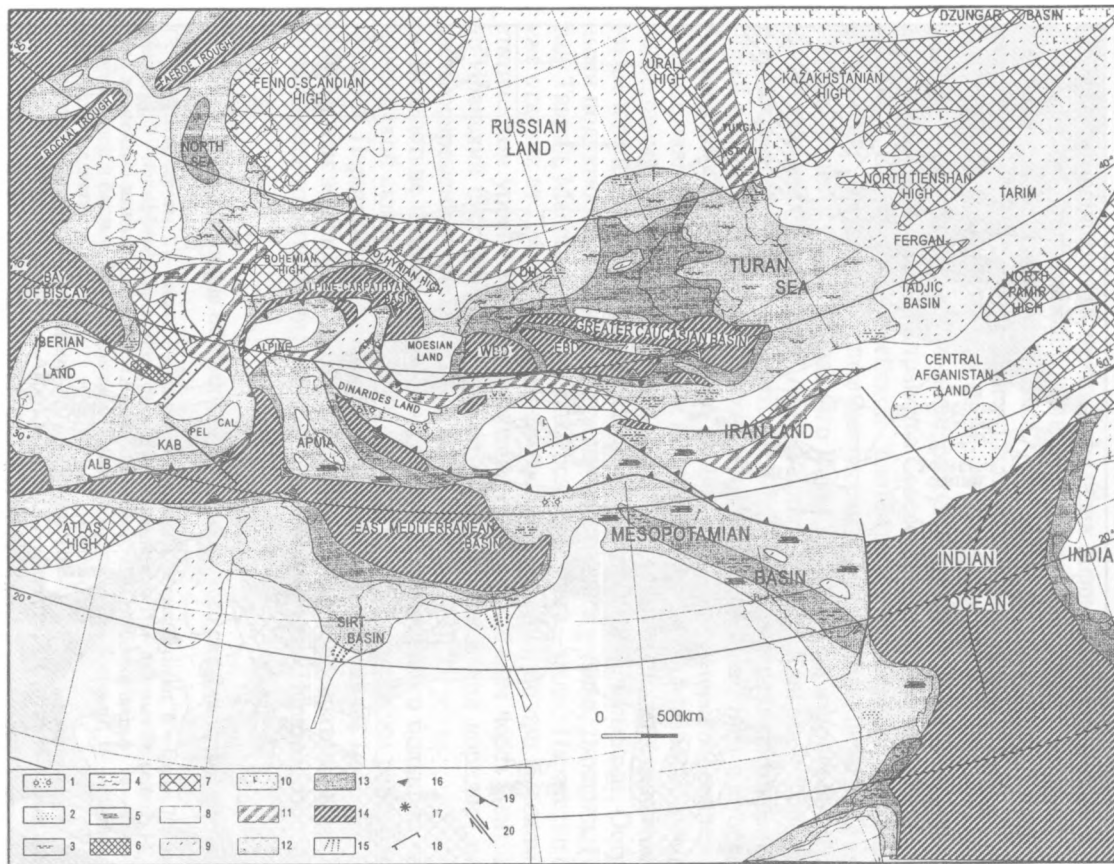




Рис. 2. Палеогеография области Средиземноморского складчатого пояса в раннем олигоцене

Условные обозначения см. на рис. 1

ном был связан узкими, временами осушавшимися проливами со Средиземным морем и Атлантическим океаном. С первым связь осуществлялась по Предальпийскому прогибу, через Словенский коридор и, вероятно, через систему узких рукавов в Вардарско-Родопский регионе. Протяженный пролив связывал южную часть Эвксино-Каспийского бассейна с Пиндским (Эгейским) и затем Средиземноморским бассейнами. Связь с бассейном Северного моря (и далее Атлантикой) осуществлялась через лишь временами заливаемые Рейнский грабен, а также Днепровско-Донецкий и Припятский прогибы.

Раннеолигоценовый Паратетис сохранил палеобатиметрическую зональность окраинно-морских бассейнов [1,2]. Он сократил свои размеры по сравнению с поздним эоценом. При этом батинальные впадины, и особенно прогибы внешнего шельфа, испытали углубление.

Литература

1. Безр М.А., Щерба И.Г. Позднеальпийская история развития Восточных Карпат // Бюл. МОИП. Отд.геол. 1984. Т. 59, вып. 4. С. 47–62.
2. Копп М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–59.
3. Popov S.V., Akhmetiev M.A., Bugrova E.M., Lopatin A.V., Andreeva-Grigorovich A.S., Zherikhin V.V., Zaporozhcz N.I., Nikolaeva I.A., Kuzmichova E.I., Sychevskaja E.K., Shcherba I.G. Northern Peri-Tethys biogeography during late Eocene – early Miocene. Pt.1: Late Eocene // Paleontol. J. Monogr. Ser., 2001 (in press).

М.Т. Прилепин¹, Т.В. Гусева¹, А.А. Лукк¹, В.И.Шевченко¹

Современные геодезические измерения и основные геотектонические концепции

1. В геотектонике в настоящее время преобладает неомобилистская плейттектоническая концепция. Ей обычно противопоставляется вертикалистский вариант фиксистской концепции.

2. За последние 10–15 лет, с появлением методов космической геодезии (GPS, SLR, VLBI) геотектоника обрела принципиально новые возможности. Эти методы позволяют измерять горизонтальные и вертикальные тектонические смещения на различных масштабных уровнях – от региональных до межконтинентальных – в единой общеземной системе координат [2].

3. Накопленные к настоящему времени данные таких измерений однозначно подтвердили основные положения концепции плейттектоники –

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

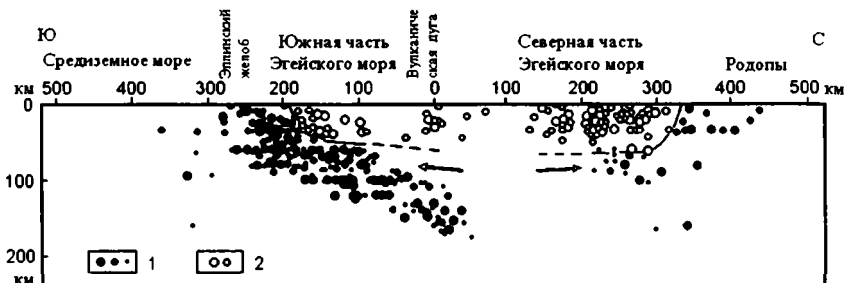


Рис. Распределение по глубине очагов землетрясений с различным типом фокальных механизмов в Эгейском регионе (по Papazachos et al., 1979).

1 - надвиговый тип фокальных механизмов, 2 - сбросовый тип фокальных механизмов. Границы между областями сжатия (надвиговый тип механизмов) и растяжения (сбросовый тип механизмов) и стрелки (направления смещений предполагаемых тектонических пластин) – добавлены авторами.

раскрытие Атлантического и Индийского океанов, перемещения от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия, приближение к Евразии Индийской, Африканской и Аравийской литосферных плит и т.д. Однако аналогичные, но более детальные измерения в некоторых подвижных поясах дают результаты, которые не согласуются с реконструкциями, основанными на плиттектонической концепции [1, 4–6].

4. На геодезической сети, перекрывающей восточную часть Таджикской депрессии, измерения проводились методом светодальномерной трилатерации [1]. Основной тип тектонических дислокаций в депрессии – чешуйчатые надвиги. Известно, что по крайней мере Сурхобский (Вахшский) надвиг остается активным в настоящее время. По сейсмическим данным установлено, что регион находится в состоянии субгоризонтального сжатия вкrest простирания тектонической структуры. В то же время, геодезические измерения показали, что перемещения по надвигам на северном и южном крыльях Таджикской депрессии ориентированы, соответственно, в северном и южном направлениях (относительно Кабуд-крымского выступа фундамента Южного Тянь-Шаня). В результате ширина депрессии увеличивается.

5. Ведущая роль чешуйчатых надвигов в тектонической структуре Кавказа известна. Территория Кавказа, судя по сейсмическим данным, находится в состоянии субгоризонтального, вкrest простирания, сжатия.

Детальные геодезические материалы на территории Кавказа и прилегающих частей Евразийской и Аравийской плит получены методом GPS (McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 1997). Большие векторы скорости характерны для Аравийской плиты (до 10–17 мм/год в СЗ и ССЗ направлениях) и Малого Кавказа к югу от Малокавказского офиолитового пояса (9–12 мм/год в ССВ направлении). Но в пределах Кавказского перешейка севернее офиолитового пояса и, особенно, на Большом Кавказе общее смещение в северном направлении не проявлено сколько-нибудь заметно. Более того,

эти данные свидетельствуют о том, что ширина Центрального Кавказа, где плотность пунктов GPS наибольшая, не уменьшается, а увеличивается [5].

6. Увеличение ширины Большого Бассейна в Провинции Бассейнов и Хребтов в США было установлено в ходе геодезических измерений методами VLBI (Ryan et al., 1992). Это считается свидетельством растяжения, рассеянного рифтогенеза области. Однако в южной части Большого Бассейна, судя по механизмам очагов землетрясений, существует напряженное состояние преимущественно субгоризонтального сжатия. Здесь же обнаружены чешуйчатые надвиги, которые сформировались или продолжали формироваться в плиоцене и в четвертичное время [4].

7. В Эгейской впадине и в смежных частях Греции и Турции известны многочисленные дислокации субгоризонтального в субмеридиональном направлении растяжения – сдвиги, сбросы, грабены. Для Балканид на севере характерны северовергентные, а для Эллинид-Эгеид-Таврид на юге – южновергентные чешуйчатые надвиги и покровы. По результатам сейсмических исследований выяснено, что напряженное состояние субгоризонтального, в направлении север–юг, растяжения характерно только для верхних 50–60 км литосферы Эгейской впадины. На больших глубинах в пределах впадины, а также южнее и севернее ее (т.е. на всей площади этого отрезка Средиземноморского пояса) зафиксирована обстановка сжатия (рисунок). Области со сжатием и с растяжением непосредственно соприкасаются (в том числе, по субгоризонтальному разделу).

Геодезическими измерениями (McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 1997) установлено, что пункты GPS, расположенные на островах Эгейского моря и на смежных территориях Турции и Греции, перемещаются относительно Евразийской плиты в ЮЮЗ направлении со скоростями до 30–40 мм/год. Пункты на территории Балканид смещаются в С, СВ, СЗ направлениях со скоростями 3–5 мм/год (Kotzev et al., 1999). Таким образом, современные горизонтальные смещения в пределах рассматриваемой части пояса ориентированы центробежно (относительно Эгейской впадины). В результате, ширина этой части пояса увеличивается [6].

8. Представляется, что такое устойчивое сочетание геодезических, геологических и сейсмических данных (увеличение ширины складчато-надвиговых сооружений при одновременном существовании активных надвигов и при напряжениях субгоризонтального, вкрест простирания, сжатия) может быть объяснено непротиворечиво только, если предположить, что их современный тектогенез связан с увеличением объема (и площади) слоистых пород этих сооружений. Причиной этого, по видимому, может служить привнос в них дополнительного минерального вещества восходящими потоками глубинных флюидов [3]. В результате этого, слоистые породы не ужимаются на территории, которую они до этого занимали, что приводит к надвиговым перемещениям на смежные поднятия и к смятию в складки этих пород. Близкая точка зрения отстаивалась С.А. Захаровым (Захаров, 1973, 1979).

9. Сопоставление поля векторов скоростей современных горизонталь-

ных смещений с распределением элементов неоген-четвертичной тектонической структуры регионов показывает, что между ними выявляется четкое прямое соответствие. И, следовательно, вывод об увеличении ширины рассматриваемой части подвижного пояса справедлив и для указанного отрезка геологической истории региона длительностью до 10–12 млн лет.

10. Во всех четырех перечисленных частях подвижных поясов обнаружены аналогичные сочетания результатов геодезических, геологических и сейсмических исследований. Это позволяет рассчитывать на то, что полученные результаты являются достоверными и не связаны со случайным сочетанием ошибок измерений.

11. Сходную (в плане) морфологию при центробежных смещениях надвигов и покровов имеют Карпаты–Динариды, Западные Альпы, Бетская Кордильера – Гибралтарская дуга – Риф. В осевых частях этих отрезков пояса располагаются прогибы со структурами растяжения.

12. Таким образом, результаты современных геодезических измерений склоняют к представлению, согласно которому одновременно существуют латеральные перемещения литосферных плит и локальные, автономные, процессы тектогенеза, связанные с увеличением объема слоистых пород в результате, по-видимому, привноса в них дополнительного вещества восходящими потоками глубинных флюидов.

Литература

1. Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И. Геодинамика территории Гармского полигона (Таджикистан) по результатам светодальномерных наблюдений // Геотектоника. 1993. № 3. С. 47–54.
2. Прилепин М.Т., Баласаян С., Баранова С.М. и др. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GPS технологии // Физика Земли. 1997. № 6. С. 68–75.
3. Шевченко В.И. О возможной роли некоторых процессов литогенеза в формировании тектонических дислокаций субгоризонтального сжатия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Вып.3. С. 14–25.
4. Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В. Геология, геодезия и сейсмичность Большого Бассейна (Провинция Бассейнов и Хребтов, США) // Физика Земли. 1996. № 9. С. 3–27.
5. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.
6. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Геодинамика района Эгейского моря и его горного обрамления в Средиземноморском подвижном поясе // Физика Земли. 2000. № 10. С.29–47.

Ю.Н.Разницин¹

Южный поперечный хребет зоны разлома Вима в Центральной Атлантике: строение и деформации

Зона разлома Вима-одна из самых крупных разломных структур в Центральной Атлантике и, в то же самое время, наиболее изученная геолого-геофизическими методами (рис. 1). В последнее время интерес к

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

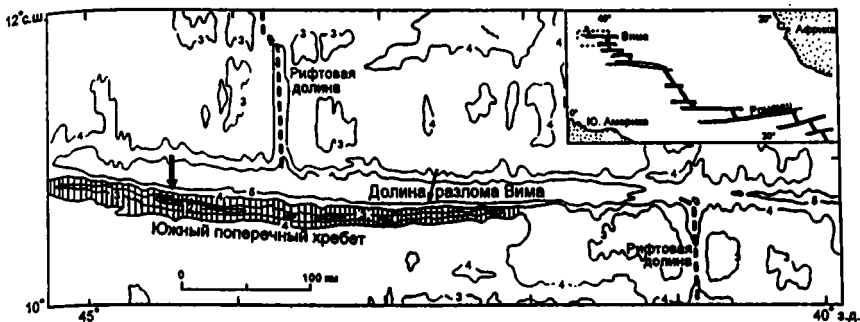


Рис. 1. Схема расположения района работ. Стрелками показаны: тонкой - район полигона «Наутилус», толстой - район расположения профилей МОВ ОГТ. в «пассивной» части зоны разлома Вима.

данной разломной зоне заметно активизировался из-за обнаружения в пределах южного борта долины разлома с французского погружаемого аппарата «Наутилус» достаточно редкой для Мирового океана «нормальной» последовательности пород верхней части океанической литосферы (снизу вверх по разрезу): верхнемантийные перидотиты, нижнекоровые габбро, дайковый комплекс и базальты. [5].

Вся совокупность данных, имеющихся на сегодня, как литературных, так и оригинальных, полученных в самое последнее время, позволяет достаточно обоснованно рассмотреть строение южного поперечного хребта. Последний резко выделяется из структур такого типа по высоте, более чем на 3 км превышая уровень, соответствующий модели термальной контракции [4].

Асимметрия в распределении типов пород на противоположных склонах хребта (последовательно сменяющие друг друга снизу вверх по склону ультрабазиты, габбро, породы дайкового комплекса и базальты - на северном склоне, и только базальты - на южном) может означать только одно: строение хребта в данном сечении обусловлено наличием моноклинали, сложенной разрезом океанической коры и верхов мантии, полого наклоненной в южном направлении. Такой вывод подтверждается визуальными наблюдениями во время погружений - контакты между различными типами пород имеют падения «в склон», т.е. наклонены на юг. Более того, если эти контакты тектонические, как это следует из описаний трасс погружений «Наутилуса», то мы имеем дело с моноклинальным пакетом тектонических пластин (рис.2). Такую структуру подчеркивают и данные многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ.

Выводы участников погружений «Наутилуса» о «переслаивании» сланцеватых («foliated») амфиболитов и серпентинизированных мантийных перидотитов в нижней части северного склона южного поперечного хребта и о тектонической природе контакта перидотит-габбро, а также данные драгирования, указывающие на залегание амфиболитов в основании габброидов, позволяют достаточно обоснованно говорить о том, что



Рис. 2. Схематический геологический профиль южного поперечного хребта зоны разлома Вима. (а) и геологический разрез (б).

1 - базальты; 2 - дайковый комплекс; 3 - амфиболиты; 4 - габбро; 5 - ультрамафиты; 6 - неоавтохтон известняки (поздний миоцен); 7 - надвиги

эти метаморфические образования приурочены к основанию отдельных литопластин (к основаниям плоскостей надвигов) и были сформированы в процессе тектонического становления последних.

Наличие метаморфических амфиболовых ультрамафитов в зоне контакта перидотитов и габбро, ассоциирующих с зонами интенсивных деформаций на границе кора-мантия [2], указывает на то, что основной срыв при формировании чешуйчато-надвиговой структуры anomalно поднятой части южного поперечного хребта был приурочен именно к этой области и происходил в условиях сильнейшего латерального стресса.

Широкое распространение амфиболсодержащих ультрамафитов, и, в частности, ультраосновных blastsмилонитов, только в anomalно поднятой, западной, части южного хребта и полное их отсутствие в восточной [1], на наш взгляд, отражает прямую связь между образованием этих необычных пород и формированием чешуйчато-надвиговой структуры рассматриваемой части южного поперечного хребта зоны разлома Вима.

Условия латерального стресса, по-видимому, сохраняются на отдельных участках южного хребта вплоть до настоящего времени, о чем косвенно свидетельствуют данные ГСЗ и гравиметрических исследований.

Время начала формирования чешуйчато-надвиговой структуры anomalного участка южного поперечного хребта зоны разлома Вима, сопровождавшегося выводом глубинных пород в верхнюю часть океанической литосферы, в рамках нашей интерпретации, отвечает возрасту образования амфиболитов и соответствует уровню 10 млн. лет.

Мелководные лагунно-рифтовые известняки и консолидированные известняки, перекрывающие, соответственно, образования дайкового ком-

плекса в «пассивной» части зоны разлома Вима и габброиды в районе полигона «Наутилус», датированы как поздний миоцен-средний плиоцен (10 - 3 млн. лет тому назад) и могут рассматриваться в качестве неоавтохтона по отношению к пакету тектонических пластин.

Таким образом, возрастной рубеж 10 млн лет как время начала формирования чешуйчато-надвиговой структуры рассматриваемого участка южного поперечного хребта зоны разлома Вима и становления его в виде грандиозного горного сооружения устанавливается достаточно четко. Движение масс при этом происходило в меридиональном направлении, с юга на север.

Весь фактический материал о структуре южного поперечного хребта зоны разлома Вима и района, расположенного к югу от него, позволяет говорить о тектонической расслоенности верхней части литосферы крупного региона Центральной Атлантики. В более общем плане можно ставить вопрос о тектонической расслоенности литосферы Атлантического океана вообще [3]. В рамках ставшей в настоящее время крупной и общепризнанной концепции тектонической расслоенности литосферы более 70% поверхности Земли, занятой океанами, под этим углом зрения рассматривается все еще недостаточно. Автор настоящей работы надеется, что она еще раз в какой-то степени восполнит этот пробел.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64235) и Миннауки РФ.

Литература

1. Отчет 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». М.: ГИН, 2000.
2. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Симонов В.А., Сколотнев С.Г. Структура и деформации области перехода кора-мантия зоны разлома Вима в Центральной Атлантике // Геотектоника, 2000, (в печати).
3. Разнишин Ю.Н. Деформации океанической коры и верхов мантии// Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. С. 66 - 108.
4. Bonatti E., Gasperini L., Carrara G., Vera E. Imaging Crustal Uplift, Emersion, and Subsidence at the Vema Fracture Zone// Eos, Transaction, Am. Geophys. Union. 1994. V.75. № 32. P.371-372.
5. Cannat M., Mamloukas-Frangoulis V., Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E., Honnorez J., Lagabrielle Y., Malavielle J., Mevel C.A. // Geological Cross-section of the Vema Fracture Zone tranverse ridge, Atlantic Ocean. // J.Geodyn. 1991. V.13. № 2-4. P. 97-118.

И.Н.Резанов¹, В.Л.Коломиец¹, М.И.Дергаусова¹, В.П.Резанова¹

Эволюция морфоструктуры горного рельефа северо-западной части Забайкалья

Структурный тип горного обрамления центральной части Джидино-Витимской системы впадин в Северо-Западном Забайкалье и его общая

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

морфология свидетельствуют об унаследованном развитии будинаж-морфоструктуры горного рельефа в виде куполовидных деформаций в *позднем мелу и раннем кайнозое*. Возраст гранито-гнейсовых антиклинориев древний. Они развивались за счет деформации неоднородно слоистой среды земной коры, и потому крылья антиклинориев формировались здесь сбросообразованием и в более поздние периоды, что отражает унаследованное развитие горного рельефа.

На современных склонах наблюдается система автохтонных структур, связанных с гравитационным скольжением. Структуры гравитационного соскальзывания размерами, в среднем, от 2 до 9 км по ширине образуют систему чешуйчатых надвигов (сбросов с небольшими углами падения) вдоль подножия хр. Хамар-Дабан шириной в плане до 10–12 км. В результате исследований с применением комплекса геологических методов и трещинного анализа установлено, что в зонах сочленения бортов впадин с их днищами поверхности надвигания пологие (до 10–18°), а выше по склону они становятся круче (25–40°). Плоскости сползания тектонических пластин и их верхние элементы особенно хорошо заметны в современном рельефе, так как короткие речные долины были заложены вдоль крутых тыловых склонов верхних частей этих пластин и имеют резко асимметричный поперечный профиль. По внутренним границам поднятий, вдоль южного предгорья хребта Хамар-Дабан, в северной части Иволгинской впадины, выделяются сближенные пологие надвиговые зоны по миоценовым осадочным породам озерного генезиса.

На тектонической перемычке северо-восточного замыкания Иволгинской впадины зафиксировано ясно выраженное в рельефе напользание пластины позднеюрских конгломератов галгатайской свиты после формирования пестроцветной толщи с падением плоскости сместителя на юг под углом 20°. Вблизи северо-восточной окраины пос. Стеклозавод в г. Улан-Удэ «обратное» падение слоистости в разрезе позднепалеогеновой толщи свидетельствует о пологом перемещении подстилающей ее пластины по изначально криволинейной (листовой) поверхности периферийной части поднятия.

Поднятие Моностойского хребта в позднем кайнозое стимулировало формирование системы консеквентных оползней мезозойских осадочных пород на восточном побережье Гусиного озера. Об этом свидетельствует находка П.М. Клевенским «ископаемой древесины третичного возраста в конгломератах», перекрывающих позднемеловые образования вершины горы Баин-Зурхе вблизи его береговой линии, которая также является оползнем. В отличие от юго-восточного склона хребта Хамбинского раннемеловые осадочные породы селенгинской свиты северо-западного подножия Моностойского хребта перекрыты пестроцветными мусорными образованиями склонового типа, глинистыми полимиктовыми песчаниками, песками и красно-бурыми глинами плащеобразного залегания мощностью от 10 до 60 м.

Юго-восточный склон хребта Хамбинского, обрамляющего Гусино-

озерскую впадину, имеет чешуйчатую тектоническую структуру.

Фрагмент древней морфоструктуры рельефа северо-восточной оконечности Ганзуринского кряжа состоит из параллельно налегающих пластин интрузивных пород. Направление падения их, в среднем, составляет 25° под углом 40°). Видимая толщина пластин варьирует от 300 до 1500 м. С юго-восточной стороны – вдоль левого склона долины р. Селенги – эта морфоструктура преобразована более молодыми тектоническими движениями сбросового характера.

Судя по всему, формирование системы сбросов, взбросов, чешуйчатых надвигов и скальных оползней происходило в условиях растяжения под действием раздвиговых усилий протяженной астенолинзы, расположенной вдоль системы впадин.

В ходе *плиоцен-антропогенного* рельефообразования избирательному омоложению подвергались дизъюнктивы при воздействии горизонтальных сил сжатия. Поднятие Хамар-Дабан – Улан-Бургасы преобразовано: обрамлено взбросами и надвигами северо-восточного простирания, образующими в совокупности характерный веерный рисунок, и частично унаследовало морфоструктуру аркогенного строения. Современные деформационные зоны хребтов и впадин наследуют систему разрывов северо-западного и северо-восточного направлений.

Выявленный характер деформационных зон свидетельствует об общем воздействии сжимающего напряжения и на структуры Гусиноозерской, Убукуно-Оронгойской, Иволгинской впадин в позднем кайнозое, что объясняется развитием Байкальской рифтовой зоны. По внутренним границам поднятий, в зонах сочленения бортов Иволгинской, Убукуно-Оронгойской, Нижнеудинской впадин с их днищами впервые установлены линейные надвиговые зоны предположительно плиоценового возраста проявления. Вдоль южного предгорья хребта Хамар-Дабан выделяется не менее трех магистральных швов извилистой формы, образованных сближенными плоскостями надвиговых разрывов по миоценовым осадочным породам озерного генезиса. В средней части южной границы впадины, которая выражена системой сложенных гранитоидами останцов форберга Ганзуринского хребта, извилистость фронтальных границ надвиговой зоны не проявлена.

Измерения РТЛ-методом возраста фракций кварцевых зерен, испытанных сколовые и крипповые воздействия показали около 10 и 5 тыс. лет. Эти результаты дают оценку наиболее поздней периодичности при определении времени стрессового события.

Полученный фактический материал дает основание полагать, что: 1) формирование структурных элементов гравитационного соскальзывания происходило на фоне вертикального поднятия линейных сводовокупольных будинаж-морфоструктур Хамар-Дабана – Улан-Бургасы и Цаган-Дабана – с одновременным опусканием расположенных между ними структур растяжения – системы впадин, унаследованно развивавшейся вдоль гребня протяженной астенолинзы, которая распределилась здесь на

добайкальском этапе в связи с продвижением Сибирского континента на юг над горячей зоной; 2) на тыловом краю надвигов сохранились структуры отрыва; 3) отдельные глыбы двигались независимо одна от другой, и структура становилась хаотичной; 4) миоценовые осадки в пределах впадин, а также в левом борту и днище на правобережье долины р. Селенги в Хамар-Дабанском сужении пространственно объединяются в отдельную зону. В результате литолого-минералогических, палинологических и палеогеографических реконструкций определено направление палеостока в сторону Сибирской платформы через систему доновобайкальских озер.

Реконструкция напряженного состояния и анализ его влияния на ориентировку поверхностей разрывных нарушений в Иволгинской и Нижнеубукунской впадинах выявили сдвиговое поле напряжений. Наиболее активными здесь являются плоскости разрывов северо-восточного и северо-западного простираний, которые в той или иной степени совпадают с плоскостями максимальных касательных напряжений. Субширотные разрывы пребывают в состоянии горизонтального сжатия, что стимулирует противоположные перемещения блоков единого крыла разлома.

Вдоль северо-западной части горного обрамления Гусиноозерской впадины выявлена система малых кулисных надвигов, которая формировалась при сдвиговых перемещениях вдоль главного бортового разлома. Методами анализа тектонических напряжений с построениями диаграмм установлено проявление поперечного сжатия пары сил в направлении на ЮВ и СЗ по отношению к главной плоскости разлома, при котором формировались эти малые надвиги. Возраст возникновения и дальнейшего формирования системы приразломных надвигов следует связывать с позднемиоценовой стадией развития рельефа от 9,3 до 5,3 млн лет (тортон–мессиний). В это время происходило формирование добайкальских озерных котловин и возрождение сводово-купольного поднятия Хамар-Дабанской горной системы, возрастным показателем которого является структурная приуроченность базальтового вулканизма к субмеридиональной зоне разлома, разрыв и смещение кембрийской толщи (хохюртовская и джидинская свиты) до 30 км.

Рельеф выраженной в современном виде надвиговой структуры перекрыт рыхлыми образованиями, мощность которых обусловлена проявлениями различных экзогенных процессов в разное время. В конце верхнего плейстоцена и в голоцене заметных проявлений тектонических движений здесь не происходило, так как в отличие от охваченных тектоническими нарушениями осадков позднеплейстоценового и голоценового возраста в Усть-Селенгинской впадине местные, преимущественно покровные, отложения следов такого проявления не несут.

На эоцен-олигоцене и миоценовом этапах тектоническое развитие рельефа Джидино-Удинской системы впадин северо-западного фланга Селенгино-Витимского прогиба происходило в условиях субплатформенного режима. Впадины дренировали реки полугорного и равнинного типов, выносившие осадки на фоне общего медленного поднятия при значительном отставании прогибания их днищ.

Поддвиги, взбросы, взбросо-надвиги и надвиги продольных будинаж-морфоструктур являются структурными формами сжатия. Доминирующее с северо-запада напряжение сжатия исходит со стороны раскрытия Байкальской рифтовой зоны. Широко проявленные в горном рельефе Западного Забайкалья реликты чешуйчатых плит сформированы сбросообразованием, которое происходило здесь в мезозое и кайнозое на добайкальском этапе развития рельефа на фоне преобладающего растяжения, которое явилось результатом существования разуплотненной верхней мантии под корой. Экзогенная моделировка рельефа тектонического происхождения не имела здесь определяющего значения: первичные структурные формы в основном отпрепарированы и лишь несколько сглажены.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (проект №99-05-65017).

Е.А.Рогожин¹, Н.И.Овсюченко²

Соотношение геологической и сейсмической составляющих современных тектонических движений на Северном Кавказе

На Северо-Западном Кавказе было проведено полевое изучение тридцати разрывных нарушений, выделенных по геоморфологическим признакам С.А.Несмеяновым [1]. Выполнялся широкий комплекс исследований, включающий проходку горных выработок (шурфов, расчисток, траншей), буровые и геодезические работы, а также геофизические наблюдения методами ЭП, ВЭЗ, КМПВ, газово-эманационной съемки. В ходе выполнения полевых работ уточнялось местоположение; тип и современная активность каждого тектонического нарушения, как на поверхности земли, так и в горных выработках. При камеральной обработке материалов составлялись схемы корреляции отложений с использованием элементов литолого-фациального анализа. Для оценки современной геологической активности разломов использовались прямые геолого-геоморфологические признаки, разбитые на шесть групп, с весовыми коэффициентами в 1–2 балла (единицы), определявшимися экспертным путем. Сумма баллов по всем признакам и являлась относительным показателем современной тектонической активности. Суммарная оценка до 3 единиц свидетельствует о низкой современной активности. Наличие в сумме признаков 4–5 единиц характеризует разлом как среднеактивный. Высокой современной активности соответствует сумма по всем признакам в 6–7 единиц (см. таблицу).

Всего было выделено шесть групп геолого-геоморфологических признаков:

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

² Производственный научный консультативный центр (ПНКЦ) «ИнжГео», Краснодар, Россия.

Название разлома	Оценка	Название разлома	Оценка
Псекабский	2	Северосинявинский	3
Горячключенский	2	Синявинский	5
Лещенковский	2	Белокаменный	5
Северошизский	4	Неберджаевский	5
Тхамахинский	5	Шкаловский	7
Герсевановский	4	Белокаменский*	7
Шаумяновский	4	Южношкаловский	4
Южнокобылянский	2	Полковничий	5
Южнобезпчукский	3	Северосавицкий	3
Безпчукский	5	Южносавицкий	5
Шабановский	5	Западносавицкий	2
Северопихлеровский*	4	Восточнобжидский	3
Бурлаченковский	5	Кузнецовский	6
Пихлеровский	2	Верхнехазаровский	6
Североперевальный	5	Малобжидский	6

*Поперечные разломы «антикавказского» простирания

первая группа – резкое изменение мощности четвертичных отложений (1 единица);

вторая группа – резкое изменение фациального состава четвертичных отложений (1 единица);

третья группа – наличие эскарпа или уступа в рельефе в зоне разлома (1 единица);

четвертая группа – присутствие признаков оползневых процессов в зоне разлома (1 единица);

пятая группа – явные признаки древнего разлома в коренных породах (1 единица);

шестая группа – изменения молодых пород в зоне разлома – кальцитизация, ожелезнение, милонитизация, брекчирование, известкование карбонатных пород – (2 единицы).

Данная методика применена для оценки активности всех изученных разломов. Результаты представлены в таблице.

Суммарные оценки современной активности разломов (в левом столбце приведены разломы северного склона Северо-Западного Кавказа, а в правом – южного склона)

В целом, видно, что на северном склоне Большого Кавказа, в его северо-западной части, преобладают разломы с низкими и умеренными показателями активности, в то время, как на южном склоне малоактивные разломы редки и имеется значительное количество высокоактивных разрывных нарушений.

При исследованиях Западной России Г.И.Рейснером и Л.И.Иогансон [5] с применением внерегионального сеймотектонического метода было установлено, что сеймотектонические зоны северного склона данного сектора Большого Кавказа характеризуется низким или умеренным уровнем сейсмической опасности. Расчетная M_{\max} составляет 3,7–5,1 (по шкале Рихтера), а глубина гипоцентров ожидаемых землетрясений до 10 км. Землетрясения такой силы не оставляют сейсмодислокаций на поверхности земли. По-видимому, эта оценка представляется правильной, по-

сколько никаких следов сейсмогенных нарушений на поверхности и в приповерхностных горизонтах в изученных приразломных зонах северного склона не найдено.

В то же время, сейсмотектонические зоны южного склона Северо-Западного Кавказа значительно более сейсмоактивны. Сейсмический потенциал ожидаемых здесь землетрясений (M_{\max}) по разным оценкам составляет 6,5–6,8 (по шкале Рихтера). Землетрясения такой силы при глубине очагов 10–12 км могут оставлять на поверхности земли видимые сейсмодислокации, как первичного (сейсморазрывы), так и вторичного (оползни, обвалы и др.) типов. В зонах высокоактивных с геологической точки зрения разломов можно предполагать наличие деформаций поверхности, оставленных сильными доисторическими или историческими землетрясениями. Наиболее высокоактивными представляются Кузнецовский, Малобжидский и Верхнехазаровский разломы. В их зонах в траншеях обнаружены современные разрывные нарушения с амплитудами вертикальных смещений от 0,5 до 1,5 м. При этом подвижки (как взбросовые, так и сбросовые), носили, по всей видимости, импульсный, сейсмогенный характер. Разрывы смещают не только поверхность коренного цоколя, но и четвертные отложения, и даже палеопочву в зоне Верхнехазаровского разлома, а также на центральном отрезке зоны Малобжидского разлома.

В пользу сейсмического характера подвижек по этим разломам свидетельствует наличие ярко выраженных коллювиальных клиньев в опущенных крыльях разрывов. В процессе изучения приповерхностного строения этих разломов в траншеях удалось определить возраст сейсмогенных подвижек, имевших место в недалеком прошлом по Малобжидской и Верхнехазаровской разрывным зонам. Нарушенные палеопочвы имеют абсолютный возраст 990 ± 100 лет (ИГАН-2126) для первой зоны и 520 ± 80 лет (ИГАН-2118) – для второй. Эти импульсные подвижки удается идентифицировать с известными сильными землетрясениями Крымско-Нижнекубанского региона, происшедшими, соответственно, в 1341 ± 1 г. и 16 сентября 1799 г. Магнитуда обоих сейсмических событий была не менее 6, интенсивность – от 7 до 9 баллов [2]. Период повторяемости сильных землетрясений в пределах сейсмогенных зон южного склона Северо-Западного Кавказа, таким образом, составляет порядка 500 лет.

В пределах зон двух высокоактивных разломов удалось также оценить скорость криповых смещений по отдельным разрывам и амплитуду таких медленных движений за последние 100–300 лет (период образования современной почвы). Непосредственно в зоне каждого из разломов отмечаются заметные вариации мощности современной почвы. Так, в зоне Верхнехазаровского разлома мощность почвы изменяется от 5–10 см вблизи конкретных разрывов до 40–50 см на ненарушенных участках. Возраст ее здесь составляет от 180 ± 30 лет (ИГАН-2120) до 280 ± 30 лет (ИГАН-2119). В районе свежих разрывов Кузнецовского разлома мощность современной почвы составляет 10–12 см, а на ненарушенных участках – 30–35 см. Абсолютный возраст почвы здесь составляет 120 ± 30 лет (ИГАН-2125).

В обоих случаях, таким образом, скорость криповых смещений по разломам составляет от 1,5 до 2,0 мм/год. Эти цифры существенно ниже тех, которые приводятся В.Г.Трифоновым [6] для высоко активных разломов Евразии (5 мм/год и более), или оценок скорости максимальных современных вертикальных движений земной коры на основе прямых геодезических измерений (до 6 мм/год для Кавказского региона) [3].

В свете приведенных данных можно заключить, что на современном этапе активные в геологическом отношении разломы демонстрируют также и весьма высокий уровень сейсмической активности. Это справедливо как для разрывных нарушений продольных («кавказского простирания»), так и для поперечных («антикавказских») [4]. При этом медленные геологические движения за последние 100–300 лет измеряются средними скоростями 1,5–2,0 мм/год. А сейсмогенные одноактные подвижки достигают 0,5–1,5 м. В целом, и геологическая и сейсмическая активности изученных разрывов на южном склоне Северо-Западного Кавказа несравненно выше, чем на северном склоне.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 00-05-79059 и 99-05-64582).

Литература

1. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254 с.
2. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времён до 1975 г. М.: Наука, 1977. 535 с.
3. Рогожин Е.А., Остач О.М., Джибсон Р. и др. Интенсивное оползнеобразование в Ставропольском крае как пример «тихой» природной катастрофы // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Информ.-анал. бюл. 1994. Т 1, № 3, с.15–19.
4. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В. Сейсмотектоническое значение поперечной зональности северо-западной части Большого Кавказа // Построение моделей развития сейсмического процесса. Гос. науч.-техн. программа России «Глобальные изменения природной среды и климата». М.: ОИФЗ, 1993. С.139–148.
5. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Сейсмический потенциал Западной России, других стран СНГ и Балтии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1993 С.186–195.
6. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.

С.М.Родионов¹

Тектоническая и петрогеохимическая эволюция оловоносных рудно-магматических систем в складчатых поясах Дальнего Востока России

Анализ геодинамического положения оловоносных рудно-магматических систем (РМС) и вариаций их изотопно-геохимических характеристик позволяет предположить, что инициальные очаги потенциально оловоносной магмы основного состава зарождаются на глубинах 50–70 км в зо-

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

не субдукции. В результате дифференциации глубинных расплавов в процессе их подъема и контаминации их коровым веществом формируются оловоносные РМС. В заключительные периоды этой цепи событий возникают оловорудные месторождения. Это подтверждается рядом геохимических признаков, в том числе – вариациями изотопов стронция в ранних и поздних членах оловоносных РМС.

На основании этой модели можно было бы ожидать, что по мере продвижения фронта субдуцирующей плиты все более молодые очаги будут возникать все далее от проекции этой зоны на поверхность. Проверка этого предположения проводилась на примере Баджальско-Комсомольской и Северо-Сихотэ-Алинской оловоносных областей. В пределах Баджальско-Комсомольской области образования оловоносных андезит-гранодиоритовой и риолит-гранитной ассоциаций закономерно омолаживаются в направлении к северо-западу от зоны субдукции, предполагаемой на простирании Киселевско-Маноминского палеоостроводужного террейна.

Аналогичные данные получены для Северо-Сихотэ-Алинской оловоносной области. Возраст пород одного и того же оловоносного магматического комплекса закономерно меняется по мере удаления от предполагаемой континентальной окраины и соответствующей ей зоны субдукции. И хотя разброс значений на некоторых из составленных корреляционных графиков достаточно большой, но статистически рассчитанные осредняющие линии подтверждают закономерность.

Полученные результаты позволяют следующим образом проинтерпретировать тектоническую эволюцию оловоносных областей в складчатых поясах юга Дальнего Востока. В период 120–95 млн лет в процессе субдукции происходил подъем теплового потока под действием погружающейся плиты и, как результат, стимуляция формирования высокоглиноземистых анатектических гранитоидов хунгарийской серии. При этом возраст массивов данной серии заметно «омолаживается» по мере удаления от «линии» сопряжения двух плит в связи с постепенным продвижением под континент фронта погружающейся плиты. В период 85–80 млн лет режим фронтальной субдукции сменяется тангенциальным с левосторонним относительным перемещением двух плит. Под действием левосторонних сдвигов формируются раздвиговые структуры, благоприятные для внедрения оловоносных гранитоидов сандинского (около 85 млн лет) и баппинского (около 80 млн лет) комплексов. Возраст пород этих комплексов практически не зависит от расстояния от «линии» сопряжения двух плит. Период 70–65 млн лет можно охарактеризовать как период релаксация. Происходит постепенное затухание тектонических процессов и соответствующий постепенный «подъем» вдоль сейсмофокальной зоны (т.е. в сторону «от континента») инициальных магматических очагов. Как результат – относительное «омоложение» массивов иолийского комплекса в восточном направлении.

Несмотря на меняющиеся тектонические условия, процесс эволюции рудно-магматических систем оставался непрерывным, что подтверждается результатами определения возраста K-Ar и Rb-Sr методами. Так, маг-

магматические образования Северо-Сихотэ-Алинской оловоносной области, начиная с коллизионных высокоглиноземистых гранитов (Хунгарийская серия) и до поздних монцонитов–граносиенитов развиваются без каких-либо возрастных перерывов, но «разнесены» в пространстве. При этом, в процессе тектонической эволюции территории четко намечается несколько соответствующих циклов изменения петрохимического облика магматизма, выражающихся в смене гомодромной последовательности антидромной. Эта смена подчеркивается как изменением кремнекислотности, так и соотношением калия и натрия, окисного и закисного железа, а там, где это удалось проверить, – также изменениями величин начального отношения изотопов стронция и магнитной восприимчивости пород.

Небезынтересно, что аналогичные периоды изменения петрогеохимического облика оловоносных РМС устанавливаются и для других оловоносных территорий Дальнего Востока. На основании этих данных можно предположить, что начало оловоносного магматического цикла может быть связано с развитием коллизионных границ, а «внутренние перестройки» – с периодами развития трансформных границ.

С.М.Родионов¹, А.И.Ханчук², У.Дж.Ноклеберг³

Геодинамическая типизация рудных месторождений Северо-Востока Азии

В рамках международного проекта «Минеральные ресурсы, металлогения и тектоника Северо-Восточной Азии» выполнен анализ приуроченности разнотипных месторождений к различным геодинамическим обстановкам.

На первом этапе работ вся совокупность вовлеченных в анализ рудных месторождений была разделена на четыре большие группы в зависимости от их генетических связей с основными геологическими пороодообразующими процессами. Выделены следующие группы: 1) месторождения, связанные с магматическими процессами; 2) месторождения связанные с осадочными процессами; 3) месторождения, связанные с метаморфическими процессами; 4) месторождения, связанные с процессами гипергенеза. Каждая группа включает несколько классов. Например, группа месторождений, связанных с магматическими процессами, разделена на два класса – месторождения, ассоциирующие с интрузивными магматическими породами и месторождения, ассоциирующие с экструзивными и эффузивными магматическими породами. Каждый из классов включает несколько родов, семейств, видов и типов.

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

² Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.

³ Геологическая служба США, Менло Парк, Калифорния.

Второй этап работ включал анализ проявленности различных типов месторождений в тех или иных геодинамических обстановках. При этом геодинамические обстановки также рассматривались в их иерархическом ряду, основу которого составили обстановки трех крупных групп: обстановки океанического рудогенеза, обстановки зоны перехода континент–океан и обстановки континентального рудогенеза. Наиболее обширной и разнообразной по своим металлогеническим характеристикам является группа геодинамических обстановок зона перехода континент–океан. Здесь выделяются следующие классы обстановок: субдукционных зон с подклассами активных континентальных окраин и островных дуг; трансформных континентальных окраин; пассивных континентальных окраин; коллизионных зон.

Среди большого разнообразия эндогенных рудных месторождений выделяются типы, присущие лишь какой-либо одной специфической геодинамической обстановке (например, месторождения алмазоносных кимберлитов) и «сквозные» типы, проявляющиеся в различных геодинамических обстановках (например, скарновые месторождения полиметаллов).

Разрабатываемая геодинамическая типизация рудных месторождений Северо-Востока Азии применима в процессе регионального металлогенического анализа на геодинамической основе и при прогнозировании месторождений.

М.В.Родкин¹

Сейсмичность слабосейсмичных территорий – пределы неопределенности (на примере Восточно-Европейской платформы)

Платформенные континентальные области обычно слабосейсмичны, в связи с чем сейсмическая опасность таких территорий часто считается пренебрежимо малой. Однако в последнее время представление о сейсмической безопасности платформенных территорий было поставлено под сомнение. В нескольких таких областях произошли сильные землетрясения, а улучшение сети сейсмических наблюдений показало существование здесь слабых сейсмических событий. При палеосейсмических исследованиях в ряде слабосейсмичных регионов были выявлены свидетельства сильнейших землетрясений с магнитудой около 7 и с повторяемостью 1000 и более лет.

Применительно к территории Российской Федерации уточнение характера сейсмичности слабосейсмичных территорий имеет особое значение для Восточно-Европейской платформы, Урала и Западной Сибири,

¹ Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия.

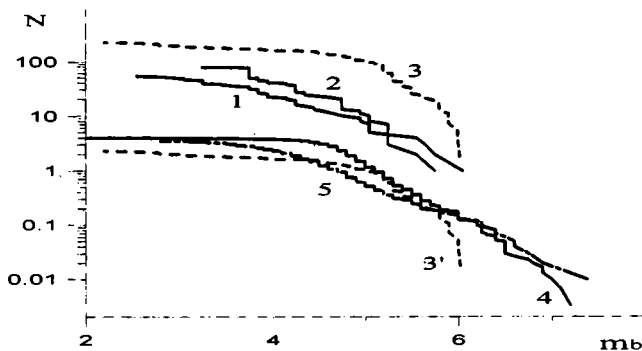
объединенных в каталоге [1] в регион номер XIV. Здесь сосредоточено наибольшее число особо ценных и потенциально опасных объектов (крупнейшие культурные и промышленные центры, АЭС, каскады ГЭС, экологически опасные производства). Так как этот район наиболее изучен (по сравнению с другими областями слабой сейсмичности на территории РФ), то представляет интерес вопрос оценки реальной степени сейсмической изученности региона и теоретически возможного диапазона его сейсмической активности.

Исследования сейсмического режима в сейсмоактивных регионах в первую очередь базируются на статистическом анализе сейсмической информации. Для исследуемого региона для этой цели могут быть использованы три основных каталога (дополняемые иногда авторскими данными по отдельным районам). Это широко известный «Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР» [1], Каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен [2] и регулярно пополняемый каталог действующей сети сейсмических наблюдений (PDE). Первые два каталога имеют высокую степень преемственности по составу авторского коллектива, использованным источникам и методикам обработки. Третий каталог приближен к современным компьютеризированным средствам массовой обработки сейсмических данных.

Можно было бы ожидать, что разные каталоги отличаются степенью представительности, но описывают примерно одинаковое распределение сейсмической активности по площади региона. Для проверки этого предположения использовались данные о сейсмичности региона XIV за исключением ряда областей, в которых информация по одному из каталогов заведомо сильно отличается от данных других каталогов. Были исключены области севернее 70°N , западнее 20°E и восточнее 80°E , в результате чего исследуемый район приблизился к границам Восточно-Европейской платформы. Результаты расчетов представлены в таблице, где верхняя цифра – коэффициент корреляции распределений плотности числа эпицентров, а нижняя – распределений значений логарифмов выделенной сейсмической энергии. Значения коэффициентов корреляции несущественно варьируют при изменениях площади ячейки усреднения от 0,2 до 10 град².

Из таблицы видно, что каталоги 1, 2 и каталог 3 описывают весьма различное распределение сейсмичности по площади. В качестве рабочей гипотезы (в согласии с результатами А.А.Годзиковской) можно предположить, что данные каталога PDE засорены сейсмическими событиями нетектонической природы.

	Каталог сильных землетрясений	Каталог Северной Евразии	PDE
Каталог сильных землетрясений, 1800–1976	1 1		
Каталог Северной Евразии, 1800–1988	0,91 0,92	1 1	
PDE, 1900–2000	0,41 0,25	0,4 0,26	1 1



Графики повторяемости землетрясений (1–3) для ВЕП по каталогам [1–3] и графики повторяемости по данным PDE для территории ВЕП (3'), Африканской (4) и Австралийской (5) платформ

Другой важной характеристикой сейсмического режима является график повторяемости землетрясений. На рисунке цифрами 1–3 обозначены графики повторяемости землетрясений по данным каталогов [1–3] для рассматриваемой области в пересчете на столетие. Видна относительная согласованность графиков для каталогов 1 и 2 при резком отличии графика, построенного по данным PDE. Отметим сильную нелинейность графика 3, свидетельствующую о переизбытке числа событий с магнитудой 5–5,5.

На том же рисунке приведены графики повторяемости по данным каталога PDE для исследуемого района (3') и для платформенных территорий западной Африки (4) и Австралии (5). Графики 3', 4 и 5 нормированы на площадь 10 000 км². Отметим единообразие всех трех графиков. Разброс графиков даже меньше, чем для разных каталогов на территорию ВЕП. При сравнении графиков 3', 4 и 5 заметен дефицит сильных событий для территории ВЕП.

Продемонстрированная невысокая согласованность данных разных источников о характере сейсмичности ВЕП в значительной степени связана со слабой обеспеченностью этой территории сетью сейсмических наблюдений и, видимо, засоренностью каталогов сейсмическими событиями нетектонической природы. Сравнение с мировыми данными показывает, что сеть сейсмостанций на территории ВЕП менее плотная, чем во многих странах со сравнимым уровнем сейсмической активности.

Недостаток статистической информации о сейсмическом режиме платформенных территорий обуславливает применение различных методов косвенной оценки сейсмической опасности [3,4 и др.]. Результаты использования разных подходов различаются. Не менее важно, однако, то обстоятельство, что не решен принципиальный вопрос о характере поведения графика повторяемости в области редчайших сильнейших событий. Обычно предполагают обрезание графика повторяемости некоторым зависящим от района значением M_{\max} . Согласно альтернативной позиции Я.Кагана [5], график повторяемости описывается единым гамма-распределением и различается в разных континентальных областях только ин-

тенсивностью потока событий за единицу времени. Результаты общепринятого подхода к оценке сейсмической опасности и модели Я.Кагана практически не различимы для коротких интервалов времени. Для сейсмически активных областей различия невелики и для больших интервалов времени. Резкое различие имеет место для случая слабосейсмичных территорий и больших интервалов времени T . Так для $T=10\ 000$ лет для ВЕП по обычной модели значение $M_{\max} \approx 6.5$, а по модели Я.Кагана здесь, с вероятностью около 80%, может произойти событие с магнитудой более 7.6.

Литература

1. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Под ред. Н.В.Кондорской и Н.В.Шебалина. М.: Наука, 1977.
2. Каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен. Под ред. Н.В.Кондорской, В.И.Уломова. Интернет сервер ОИФЗ.
3. Ананьин И.В. Сейсмоактивные зоны Восточно-Европейской платформы и Урала // Комплексная оценка сейсмической опасности // Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1991. Вып. 32. С. 106–125.
4. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Юнга С.Л. К определению максимально возможных магнитуд землетрясений на Восточно-Европейской платформе // Физика Земли. 1996. №7. С.3–20.
5. Kagan Y.Y. Universality of the seismic moment-frequency relation// Pure and Appl. Geoph. 1999. V.155. P. 537–573.

А.Е.Романько¹, А.Т.Савичев¹, Е.Ф.Ефремова¹, С.А.Мамонтова¹

Петрогеохимические и геодинамические особенности нескольких варисских магматических комплексов юга Средней Азии и сопредельного района

Результаты петрогеохимического анализа нескольких варисских зон Северного Памира и Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня, а также некоторых альпид востока Белуджистана, Средний Восток (последние – по Е.Ф.Романько и др., 1997–2000) удовлетворительно согласуется с их геодинамикой.

Для P_{1-2} – T_1 - T_3 и C_3 ? не очень эволюционно зрелых низко-среднекальцевых магматитов Северного Памира нами получена уверенная островодужная идентификация (Новиков и др., 1992-1996). Характерны довольно типичные РЗЭ-профили с небольшим Eu-минимумом, чаще 0,75–0,90. Си-стратиформная минерализация Северного Памира–Кунылуна неплохо увязывается с островодужной интерпретацией.

Для Кураминской зоны получено подтверждение шошонит-латитовой островодужной серии C_3 - P_1 , несмотря на отдельные прежние рифтовые трактовки. Высокощелочные исследуемые продукты характеризуются экстремальным обогащением легких и тяжелых РЗЭ, резким дефицитом Eu (до 0,44 в пирокластике) и мантийными Sr-метками в условиях агрессивного флюида.

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

Для K_2 – надсубдукционных? офиолитов и меланжа, а также Pg_1-Q_4 дифференцированных изверженных пород Белуджистана (предварительные данные) также установлена преимущественно островодужная ситуация с нормально-щелочными образованиями, умеренно обогащенными легкими РЗЭ. Вновь региональная Su -минерализация (с бедными $Pb, Au \pm Ag$) согласуется с общей геодинамической схемой региона.

Однако существуют и неогеновые? Внутриплитные образования, характеризующиеся повышенным Ca , РЗЭ, избытком Eu и предположительно коррелируемые с четвертичными карбонатами Ханнашина, Афганистан.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64130).

С.Г.Рудаков¹

Мобильность Африканских элементов Западной Гондваны как главная причина кадомского(s.s.) тектогенеза в Средиземноморском подвижном поясе

1. Актуальность поставленного вопроса определяется тем, что кадомский (s.s.) тектогенез середины-конца венда положил начало замыканию байкальского океана Прототетис в пределах Средиземноморского подвижного пояса.

2. Прежде всего, необходимо подчеркнуть повсеместное и многообразное проявление кадомского рубежа в эволюции разновеликих Африканских платформенных элементов, которые именно в это время сложились в Западно-Гондванский материк. Кадомское радиологическое омоложение затронуло очень многие добайкальские комплексы Африки, и второе название этого тектогенеза –«панафриканский»- представляется очень удачным.

3. Иной оказалась эволюция континентальных элементов, сложившихся позднее в Восточную Гондвану. Согласно Р.Унругу [3], кадомские события, связанные с постепенным ростом Восточной Гондваны, заняли интервал времени от 720 до 550 млн лет назад. С намеченными различиями кадомских перемен в эволюции Западной и Восточной Гондваны ясно коррелируется разная роль кадомского тектогенеза в смежных частях байкальского Средиземноморского подвижного пояса, представленного в это время океаном Прототетис.

4. Во всех бассейнах Европейского Прототетиса по соседству с Западной Гондваной распознаются значительные акватории, испытавшие кадомское замыкание. Вся Перигондванская часть Европейского отрезка

¹ Московский государственный университет.

Средиземноморского пояса втянулась затем в интенсивный эпикадомский орогенез. Удаленная же от Западной Гондваны акватория Европейского Прототетиса, не испытав радикальных кадомских перемен, сохранилась до салаирского тектонического рубежа, близкого к 500 млн лет назад. Таким образом, очевидным является падение значимости кадомских событий с удалением от Западной Гондваны вкрест простираения Средиземноморского пояса.

5. Весьма выразительным является изменение значимости кадомских событий по простираению подвижного пояса и, в первую очередь, на переходе от Европейского Прототетиса к Азиатскому. В пределах последнего кадомская смена океанского режима орогенным была присуща только крайне западному, Пакистанскому, участку Гималайского бассейна [2], первично бывшему, видимо, ближайшим к Западной Гондване. Остальная же акватория Азиатского Прототетиса непрерывно существовала до салаирского тектонического рубежа.

6. Информация о вендско-кембрийских событиях в Центральном Иране, в большей части Пакистана[1] и в ряде мест в Гималаях, т.е., на несколько большем удалении от Западной Гондваны, обнаруживает падение роли кадомских сжатий, которые, хотя и вызвали перерыв в седиментации, а иногда даже складкообразование, но быстро, не позднее раннего кембрия(есть палеонтологические данные), сменились регенерацией прежнего тектонического режима. На остальной же площади Азиатского Прототетиса, обрамлявшей континентальные массивы Восточно-Гондванской группы, кадомский тектогенез вообще не проявился.

7. Таким образом, как вкрест простираения подвижного пояса в Европе, так и по простираению последнего с удалением от Западной Гондваны кадомский тектогенез теряет переломную роль в эволюции Средиземноморского подвижного пояса. В итоге интенсивные движения Африканских компонентов Западной Гондваны в середине-конце венда, контрастирующие с сильно растянутыми во времени переменами в эволюции Восточной Гондваны, выглядят наиболее вероятной геодинамической причиной кадомского тектогенеза в близлежавшей части Средиземноморского подвижного пояса. Косвенно это заключение подтверждается и значительной кадомской редукцией Мозамбикского палеоокеана, также входившего в обрамление Западной Гондваны.

Литература

1. Перфильев Ю.С., Моралев В.М. Докембрий восточной части Альпийско-Гималайского пояса \ Геология и полезные ископаемые докембрия. НИЛЗарубежгеология. Труды. 1975. Вып.29. С.24-42.
2. Рудаков С.Г. Гималайский бассейн Азиатского Прототетиса в конце протерозоя-начале палеозоя \ Ежегодная научн. конф-ция МГУ «Ломоносовские чтения.1996». Тез. докл.: изд-во МГУ. 1996. С.53.
3. Unrug R. The assembly of Gondwanaland \ Episodes. 1996. Vol. 19. N 1-2. P.1-20.

О сохранении целостности Прототетиса в конце венда и кембрии после кадомской редукции палеоокеана

1. Океанский Прототетис, раскрывшийся в позднем рифее в Средиземноморском подвижном поясе на байкальском, наиболее раннем, этапе его самостоятельной эволюции, разобщил собою континентальные массивы Евросибирской группы, с одной стороны, и элементы, сложившиеся позднее в Гондвану – с другой. В Азии эту функцию Прототетис выполнял совместно с Палеоазиатским океаном, с которым имел обширные пространственные и геодинамические связи.

2. Актуальность намеченной темы определяется тем, что кадомский тектогенез в середине–конце венда вызвал редукцию значительной акватории Европейского Прототетиса, обрамлявшей будущую Западную Гондвану, и крайне западного, Пакистанского участка в Гималайском бассейне Азиатского Прототетиса. Эпикадомское развитие в этих регионах представляло собою интенсивный орогенез.

3. Ранее автору[3] удалось показать, что удаленная от Западной Гондваны часть Европейского Прототетиса не испытала кадомских перемен и сохранилась до салаирского рубежа, т.е. до конца кембрия–самого начала ордовика. Анализ информации об Азиатском Прототетисе, также испытывавшем салаирское замыкание, позволяет обсудить вопрос о целостности палеоокеана на протяжении всего подвижного пояса после радикальных кадомских перемен в его Европейской акватории.

4. Прежде всего, непрерывные комплексы верхов протерозоя-кембрия характеризуют развитие почти всего Азиатского Прототетиса, включая Паропамиз-Куьнлунь-Циньлинский и Вьетлаосский бассейны, а также большую часть Гималайского. Во многих случаях в разрезах распознаются островодужные вулканиты различного химического состава, а в ряде мест с низами разрезов ассоциируют тела метагипербазитов.

5. Принципиальное значение имеет эволюция Ближневосточного узлового участка, сочленявшего Европейский Прототетис с Азиатским. Связующий узел, вероятно, имел Т-образную конфигурацию, вследствие участия в нем и Мозамбикского палеоокеана, разобщавшего компоненты будущих Западно- и Восточно-Гондванских материков [5]. Симптоматично, что и здесь, на удалении от Западной Гондваны, на Кавказе, на крайнем севере Ирана, в Афганистане и Гималаях, сохранились непрерывные первично-осадочно-вулканогенные и осадочные комплексы верхов протерозоя-кембрия, часть которых имеет в основании некрупные тела метагипербазитов. В Мозамбикском палеоокеане после значительной кадомской редукции также сохранилась океанская акватория, замкнувшаяся лишь в конце кембрия [5].

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

6. Таким образом, во всех морских бассейнах Прототетиса – Западно-Европейском, Карпато-Балканском и Кавказско-Переднеазиатском в Европе, Паропамиз-Куньлунь-Циньлинском, Гималайском и Вьетлаосском в Азии – накопились непрерывные верхнепротерозойско-кембрийские комплексы, что отражает существование здесь целостного байкальского океана, испытавшего лишь салаирское генеральное замыкание. Сопряженность этого океана с юго-западом Восточно-Европейского материка была показана автором ранее [4], а на кавказском пересечении пояса она также вероятно благодаря современной информации.

7. Кадомский тектогенез не нарушил также связи Европейского Прототетиса с Палеоазиатским океаном в Урало-Охотском подвижном поясе, которая отразилась и в общности биоценозов раннекембрийских трилобитов в морях обоих океанов [2]. В свою очередь, вероятные связи Западно-Европейского бассейна с Япетусом, а Вьетлаосского – с океанским Западным Протопацификом характеризуют эпикадомский Прототетис как палеоокеан планетарного масштаба.

8. Приведенный материал не позволяет согласиться с предположением В.Н.Пучкова [1] на предыдущем аналогичном совещании о том, что «Восточно-Европейский, Сибирский континенты и Западная Гондвана в конце венда образовывали единое целое, будучи «сшиты» кадомским орогеном». Для этого пришлось бы игнорировать наличие непрерывных комплексов верхов протерозоя–кембрия в юго-западном и южном обрамлении Восточно-Европейского кратона и на его соседних окраинах, а также указанную общность биоценозов раннекембрийских трилобитов, принадлежавших к единой Атлантической палеобиогеографической области [2]. Локальное же наличие в разновозрастных сооружениях Европы и Передней Азии разрозненных аллохтонных террейнов с кадомским основанием и эпикадомской молассой получило иное объяснение [6], поддержанное позднее и рядом зарубежных авторов.

Литература

1. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Урала в контексте плейтотектонических реконструкций // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М : ГЕОС, 2000. С. 407–409 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
2. Репина Л.Н. Раннекембрийские моря земного шара и палеобиогеографические подразделения по трилобитам // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1985. Вып. 628. С.5–17.
3. Рудаков С.Г. О двух крупнейших частях Европейского Прототетиса // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. №2. С.26–36.
4. Рудаков С.Г. Отражение раскрытия и начала эволюции Средиземноморского пояса на юго-западной окраине Восточно-Европейского кратона // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1993. №5. С.48–59.
5. Ханн В.Е., Рудаков С.Г. Западная Гондвана, Восточная Гондвана и Прототетис в конце докембрия-начале палеозоя // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1996. №4. С. 13–19.
6. Ханн В.Е., Рудаков С.Г. О современном положении первичной северной окраины Гондваны в Европе и Передней Азии // Геотектоника. 1991. № 4. С.24–38.

Тектонические покровы и олистостромовый комплекс Кувандык-Медногорского района (Сакмарская зона Южного Урала)

1. Сакмарский аллохтон, шарьированный на восточный край Восточно-Европейской платформы, представляет собой серию совмещенных тектонических покровов, образованных отложениями со стратиграфическим диапазоном ордовик – ранний карбон [2, 5 и др.]. В составе Сакмарского аллохтона выделяются два пакета пластин, сложенных фашиально разнообразными породами ордовика и силура (офиолиты, вулканогенные, вулканогенно-осадочные, кремнистые, кремнисто-туффовитовые и др.). В пределах обоих пакетов установлен сходный набор «фашиальных покровов», что предполагает их структурное сдвигание [5].

2. Раздел между указанными двумя пакетами маркируется полосой преимущественного распространения девонских отложений. Их разрез изучен в бассейне рек Сакмара и Кураган (Кувандык-Медногорский район Оренбургской области), где представлен в следующем виде [8]: 1) акчуринская свита ($D_1 - D_{2e1}$) – кремни, конглобрекчии, микститы; 2) чанчарская свита (D_{2e1}) – трахибазальты, трахиандезиты, биогермы известняков, кремни; 3) утягуловская свита (D_{2e2}) – базальты, туфы среднего и кислого состава, кремни; 4) ишмуратовская свита (D_{2gv}) – трахибазальты, кремни; 5) сарбайская свита ($D_{2gv} - D_{3f}$) – кремни; 6) зилаирская свита ($D_{3fm} - C_1$) – граувакковый флиш. Разрез охарактеризован конодонтами и считается непрерывным.

3. Материалы по стратиграфии и возрастным датировкам, опубликованные А.В.Рязанцевым и др. [7], а также полученные нами во время полевых работ в 2000 г., позволяют иначе взглянуть на стратиграфию девонских толщ района. Сравнительная характеристика этих разрезов дана на рисунке 1.

4. Как видно из приведенного разреза (см. рисунок 1 Б), структурно нижнее положение среди девонских толщ занимает ишмуратовская свита, охарактеризованная конодонтами живета [8]. В самых ее верхах (правобережье р. Тунеряк – западный склон, высота 421,2) в прослое кремней собраны конодонты *Polygnathus angustidiscus* Youngq., *P. dubius* Hinde, *P. cf. xylus* Stauf. (пограничные слои живет-фран); здесь же присутствуют переотложенные конодонты нижнего девона.

5. Щелочные базальтоиды и туфы чанчарской свиты с постепенным переходом надстраивают отложения ишмуратовской; те и другие по внешнему облику и химизму неотличимы. Возраст чанчарской свиты считается либо раннедевонским [1], либо среднедевонским [8]. Основанием для отнесения свиты к нижнему девону служат находки К.С.Иванова эм-

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

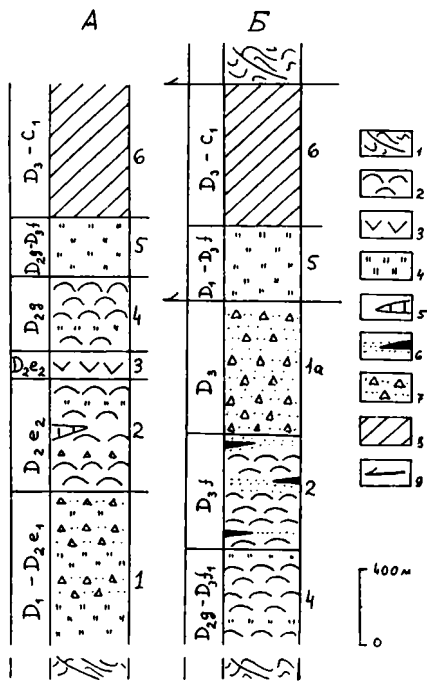


Схема сопоставления разрезов девона Кувандык-Медногорского района (А - Стратиграфия... [1993]; Б - настоящая работа)

1 - покровно-складчатый комплекс отложений ордовика и силура, 2 - трахибазальты, трахириолиты, их туфы, 3 - базальты, андезиты, дациты, туфы, 4 - кремни, кремнистые сланцы, 5 - биогермные известняки, 6 - мономиктовые микститы с олистолитами кремней нижнего девона, 7 - полимиктовые микститы, 8 - граувакковый флиш, 9 - уровни шарьирования.

Обозначения на колонках 1-6-свиты: 1 - акчуринская (1а - рысаевская олистостромовая толща), 2 - чанчарская, 3 - утягуловская, 4 - ишмуратовская, 5 - сарбайская, 6 - зилаирская.

ней подстилаются мономиктовыми кремнистыми конглобрекциями. По простиранию они также переходят сначала в конглобрекции, а затем в горизонты ритмично наложенных кремневых песчаников. Сказанное позволяет рассматривать такие горизонты как микститовые образования, а указанные линзы - как олистолиты и олистоплаки в них. Переслаивание чанчарских вулканитов и микститов наблюдается во многих местах района. Пожалуй, наиболее хорошо оно вскрыто в выемках обводной дороги от-

ских конодонтов в казахстанской части зоны. В Кувандык-Медногорском районе в разрезе по р. Тунеряк среди чанчарских лав залегает несколько «линз» радиоларитов и туфосилицитов, расположенных структурно выше живетско-франских слоев и содержащих конодонты нижнего девона. Возрастная последовательность «линз» такова (снизу вверх): D_{1l_2} - *Pandorinellina optima* (Moskal.), *Ozarkodina remscheidensis repetitor* (Carls et Gandl), *O. confluens* (Br. et Mehl) и др. (0,6 км севернее высоты 351,3 м - в 50 - 60 м выше живет-франских слоев); D_{1e_1} - *Polygnathus gronbergi* Klap. et Jacks., *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *P. postexcelsa* Wang. et Ziegl. и др. (там же, в нескольких метрах выше по разрезу); D_{1p-e} - *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Ozarkodina* sp. (высота 421,2 м); D_{1e_1} - *Polygnathus dehiscens* Philip et Jacks., *P. gronbergi* Klap. et Jacks. и др. (высота 401,6 м); $D_{1l_2} - p_1$ - *Pedavis* cf. *pesavis* (Bisch. et Sann.) (северный склон высоты 416,6 м). Все установленные здесь «линзы» крем-

стойников криолитового завода к востоку от г. Кувандык (верховья р. Мулдакай).

На основании сказанного возраст чанчарской свиты в Кувандык-Медногорском районе мы считаем франским. Мы считаем также, что щелочные вулканы образуют здесь единую серию, состоящую из двух толщ: нижней, которая имеет среднедевонский возраст и соответствует ишмуратовской свите В.А.Маслова и В.Т.Тищенко, и верхней – вулканогенно-микститовой, верхнедевонской (по-видимому, франской).

6. Стратиграфически и структурно выше вулканогенно-микститовой толщи с постепенным переходом залегает мощная (не менее нескольких сотен метров) толща полимиктовых микститов, состоящих из фрагментов нижнекембрийских известняков, песчаников и вулкаников ородовика, вулкаников и кремней силура, кремней нижнего девона, известняков, щелочных базальтов с яшмами, риолитов и туфов среднего девона. Эти микститы рассматриваются как олистострома [6, 7], для которой предлагается название рысаевской (микститы прекрасно обнажены в районе станций Рысаево и Сарбаево). Наряду с экзотическими глыбами (кембрийские археоциатывые известняки), в ней представлены блоки всех толщ, характерных для ородовика и силура Сакмарской зоны. Широко распространены также фрагменты (в том числе, очень крупные, до сотен метров) кремней сарбайской свиты. Некоторые авторы [8] рассматривают эти микститы в составе акчуринской свиты ($D_1 - D_{2e1}$). На основании приведенных выше данных мы считаем возраст микститов позднедевонским (как минимум франским).

7. Сарбайская свита и залегающий выше граувакковый флиш зилаирской свиты тектонически перекрывают верхнедевонскую олистострому, образуя обширный Сарбайский тектонический покров. Сарбайская свита представлена относительно маломощными (до 400 м) зеленовато-серыми радиоляритами и туфосилицитами, возраст которых считается живетско-франским. Работами А.В.Рязанцева и др. [7] показано, что свита включает также лохковские, пражские и эмские слои. Иными словами, разрез свиты охватывает практически весь девон до франа включительно. Наши данные в целом согласуются с материалами А.В.Рязанцева.

8. Важное значение для понимания структурной позиции девонских отложений Сакмарской зоны имеет расшифровка их корневых зон. Этот вопрос недавно рассмотрен В.Н.Пучковым [4], сопоставившим акчуринскую свиту с мазовской, а чанчарскую свиту с мостостроевской толщей Сакмаро-Вознесенской зоны восточного склона Урала, что согласуется с представлениями об общей переброске Сакмарского аллохтона, первоначально располагавшегося восточнее Уралтау, в пределы Восточно-Европейской платформы [5]. Сложнее обстоит дело с расшифровкой корневой зоны Сарбайского покрова. Мы допускаем, что она находилась в наиболее восточных частях Сакмаро-Вознесенской зоны, где известны маломощные сланцево-кремнистые отложения верхнего эмса – франа [4, 8]. Нашими работами установлено, что, по крайней мере местами, здесь присутствуют конденсированные кремнистые отложения со стратиграфи-

ческим диапазоном лохков-эмс (разрезы верховьев Большого Кизила у деревень Ишкильдино, Сайткулово и Утяганово) и литологически не отличимые от разновозрастных отложений сарбайской свиты.

9. Сакмарская зона характеризуется широким распространением разновозрастных олистостромовых толщ, отражающих сложную историю тектонического сучивания различных структурно-формационных комплексов области перехода Восточно-Европейский континент – Уральский палеоокеан. Показано [3, 5], что такое сучивание связано с пододвижением континента к востоку (современные координаты) и синхронной обдукцией океанических комплексов (O - S) на его край. Первые подвижки, по-видимому, имели место в конце раннего - начале среднего девона, когда сформировалась шандинская олистострома, наиболее хорошо представленная в казахстанской части зоны. Появление этой олистостромы обусловлено тектоническим совмещением формационных комплексов пассивной окраины континента с таковыми Сакмарского океанического бассейна (становление аккреционной призмы вдоль фронта Губерлинской островной дуги). В живете здесь накапливаются щелочные вулканы итшмуратовской свиты, представляющие собой надаккреционный неоавтохтонный чехол. Именно накопление щелочных вулканитов итшмуратовской и чанчарской свит маркирует время тектонического внедрения (поддвига) континентального фундамента под океанические комплексы Урала.

Начиная с франа, процесс тектонического сучивания смещается к востоку и реализуется уже в восточной части Сакмаро-Вознесенской зоны. В это время обособился Сарбайский покров, срыв которого с вулканогенного основания (O - S) и последующее шарьирование сопровождалось накоплением мощных микститовых горизонтов. При этом первоначально в деструктивную зону выводились только сарбайские породы (мономиктовые микститы чанчарской свиты). Позднее в этот процесс вовлеклись разнообразныe породы ордовика и силура, слагавшие отмеченную аккреционную призму, а также щелочные породы неоавтохтона (рысаевская полимиктовая олистострома). В связи со сказанным представления о западном (современные координаты) происхождении олистолитов, появление которых «обусловлено крутым перегибом на границе шельфа и глубоководного бассейна» [4], не находят фактического подтверждения.

10. Тектоническое сдваивание сформировавшегося в позднем девоне пакета пластин произошло уже в среднем карбоне [5], вследствие чего офиолиты, вулканогенные, вулканогенно-осадочные и кремнистые серии ордовика и силура были надвинуты на зилаирские граувакки ($D_{3fm} - C_1$). В современной структуре зоны тектонические останцы верхнего пакета пластин сохранились в Блявинской (Медногорской) и Утягуловской синформах. Движения этого периода шли в наземных условиях, вследствие чего не сопровождалось олистостромообразованием.

11. Таким образом, формирование покровно-складчатой структуры Сакмарской зоны происходило в результате обдукции палеоокеанических комплексов на край Восточно-Европейского континента. Процесс этот

был длительным и сложным. В девоне он развивался в подводных условиях и сопровождался накоплением мощных олистостромовых серий, состав и строение которых показывают, что в шарьирование последовательно вовлекались все более удаленные к востоку (современные координаты) комплексы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № № 99-05-64857 и 00-05-64104).

Литература

1. *Иванов К.С.* Возраст и положение Чанчарского трахибазальтового комплекса Южного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С.97 - 103.
2. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
3. *Кориневский В.Г.* Важнейший эпизод тектонической истории Южного Урала // Геотектоника. 1988. № 2. С.37 - 51.
4. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
5. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с.
6. *Руженцев С.В., Хворова И.В.* Среднепалеозойские олистостромы Сакмарской зоны Урала // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 6. С.24 - 37.
7. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Иванова Е.А.* Девонские олистостромы и тектонические покровы в Сакмарской зоне Урала и проблема вулканогенного кембрия // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С.442 - 444. (Материалы XXXIII тектонич. совещ.).
8. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала / В.А.Маслов, В.Л.Черкасов, В.Т.Тищенко, И.А.Смирнова, О.В.Артюшкова, В.В.Павлов. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 218 с.

Б.П.Рыжий¹, Б.Б.Рыжий¹

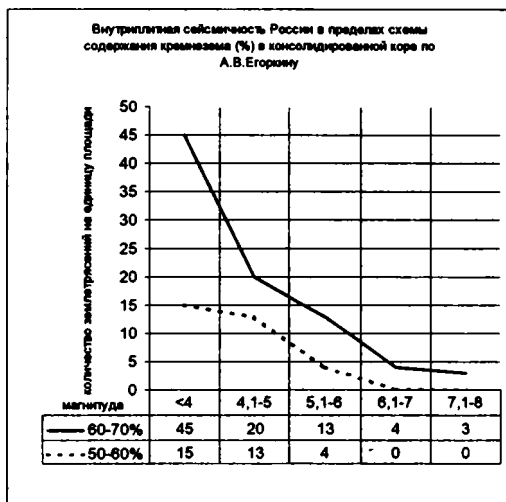
О связи положения областей повышенной внутриплитной сейсмичности с литологическим составом земной коры

Рассмотрение мировых карт землетрясений свидетельствует о том, что к границам литосферных плит приурочено преобладающее большинство событий, в том числе, – все катастрофические землетрясения и землетрясения в верхней мантии. В этих зонах процессы, происходящие на границах плит, являются главной причиной повышенной сейсмичности.

Внутриплитные землетрясения редко имеют магнитуду 6 и более, их очаги находятся в земной коре, положения гипоцентров внутри обширных зон обычно имеют рассеянный характер. Логично предположить, что условия возникновения внутриплитных землетрясений должны быть обусловлены двумя главными факторами: повышенным напряжением в земной коре и реологическими свойствами слагающих зоны повышенной сейсмичности горных пород.

Анализ напряжений в литосфере (Леонов Ю.Г., 1995г.) приводит к выводу о том, что литосферные плиты разделены внутриплитными швами и шовными зонами, обеспечивающими относительную самостоятельность разделенных ими частей плит. Некоторые из этих шовных зон, например

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



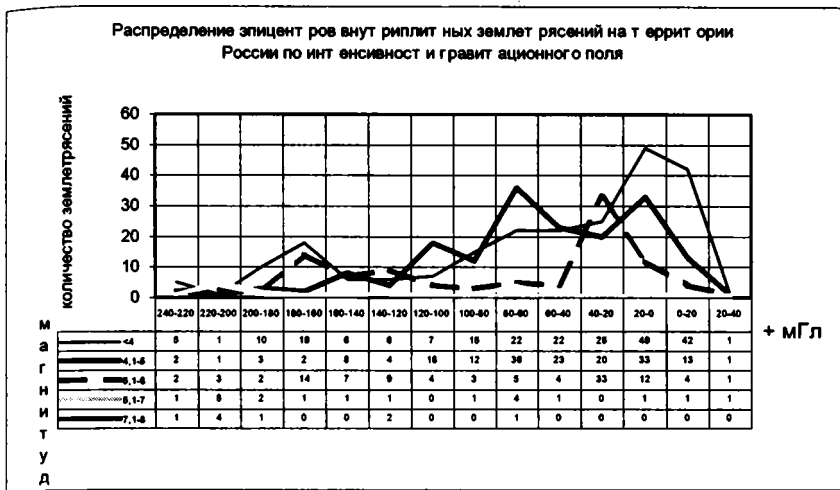
Уральская структура, имеют пониженную прочность коры: в их пределах может происходить скачкообразное изменение напряженного состояния, деформация пород, относительное смещение блоков. Добавим к этому, что внутриплитные швы первого порядка, как правило, являются границами древних плит и их можно рассматривать как зоны, повышенная активность которых связана с палеоусловиями их формирования.

Непосредственными

измерениями на образцах горных пород установлено, что их физико-механические свойства варьируют в широких пределах. В ряду изверженных пород существуют статистические закономерности между прочностью на сжатие, прочностью на растяжение, основностью и трещиностойкостью. Так, значения трещиностойкости (В.Н.Ни-колаевский, 1996 г.) составляют: при растяжении для гранитов – 0,567, диоритов - 0,89–1,77, амфиболитов – 1,60–1,95 МПа м. Предел прочности на сжатие (Ф.А.Асинкритов, 1973 г.) для гранитов Урала в сухом состоянии в 1,5 раза, а в водонасыщенном – в 1,6 раза меньше, чем для пород ультраосновного-основного состава. Поэтому, независимо от причин возникновения напряженного состояния земной коры, на расположение областей повышенной внутриплитной сейсмичности должен влиять и литологический состав слагающих их комплексов. Можно предположить, что области преимущественно гранитного состава разрушаются при меньших значениях нагрузок, т.е. они более хрупкие и жесткие.

При сопоставлении карты районирования территории России по категории сейсмического риска с геологической картой отмечаются зоны повышенной сейсмичности на территории Кольского, Воронежского и Алданского кислых кристаллических щитов.

В связи с выходом обобщающей работы А.В.Егоркина (РиОН, 2, 2000) появилась возможность оценить статистическую зависимость положения гипоцентров внутриплитных землетрясений с содержанием кремнезема в консолидированной коре по большей части территории России. Положение землетрясений и их магнитуда взяты с «Карты неотектонической активности литосферы России» масштаба 1:10 000 000, 1995 г., под редакцией А.А.Смылова. По содержанию кремнезема территория подразделена на две категории: первая с содержанием кремнезема 50–60% («кислая



кора)), вторая - с содержанием кремнезема 60–70% («основная кора»). В статистику не включены землетрясения Байкальской рифтовой зоны. Оказалось, что землетрясения с магнитудой 4 и менее происходят на территориях с «кислой корой» в три раза чаще, с магнитудой 4,1–5 - в 1,6 раза чаще, с магнитудой 5,1–6 - в 3,2 раза чаще, чем с «основной». Землетрясения с магнитудой 6,1–7 и 7,1–8 на территориях с «основной корой» отсутствуют, на территориях с «кислой» имеются, соответственно, 4 и 3 землетрясения. (рис. 1).

Проанализировано также положение гипоцентров землетрясений территории России по их позициям в гравитационном поле на основе «Карты аномального гравитационного поля России» масштаба 1:10000000, 1995 г., под редакцией Ю.И.Никольского. В статистику не включены территории Кавказа, Байкальской рифтовой зоны, Балтийского щита и Камчатки. Гипоцентры землетрясений находятся в гравитационных полях от +40 до -240 мГал, при этом количество землетрясений в отрицательном поле более, чем в семь раз, превышает количество событий в положительном поле. По магнитудам это выглядит следующим образом: магнитуда 4 и менее - 214 и 43 события, магнитуда 4,1–5 - 162 и 14 событий, магнитуда 5,1–6 - 63 и 5 событий, магнитуда 6,1–7 - 21 и 1 события, с магнитудой 7,1–8 в отрицательных гравитационных полях находится 9 гипоцентров землетрясений (одно в поле 60–80 мГл, два - 120–140 мГл, одно - 180–200 мГл, четыре - 200–220 мГл, одно - 220–240 мГл), в положительных полях землетрясений с такой магнитудой нет. (рис. 2).

Таким образом, статистический анализ распределения гипоцентров внутриплитных землетрясений с содержанием кремнезема в земной коре по данным сейсмометрии и гравитационным полям на территории России свидетельствует о существенном влиянии состава земной коры на поло-

жение зон повышенной сейсмичности. Все известные области повышенной сейсмичности территории России связаны с активными внутриплитными шовными зонами первого порядка или с областями развития коры кислого состава, или одновременно с тем и другим факторами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ.

А.В. Рязанцев¹, С.В. Дубинина¹, Д.В. Борисенок²

Верхний ордовик в структуре силурийских и девонских аккреционных комплексов на Южном Урале

Верхний ордовик, присутствие которого на Южном Урале до недавнего времени не было установлено [2], распространен в Учалинском (дер. Поляковка) и Кувандык-Медногорском районах (рисунок), и возраст его обоснован по конодонтам. В первом районе – это верхний член разреза кремнисто-базальтового поляковского комплекса (O_{1-3}), который вместе с офиолитами слагает систему тектонических пластин на границе Присакмарско-Вознесенской и Западно-Магнитогорской зон. Пакет пластин интерпретируется как элемент аккреционной призмы перед фронтом ранне-силурийской дуги [8]. В 1 км к востоку от д. Абзаково базальты расслаиваются кремнями, в которых конодонты характерны для конца карадокашгилла – *Hamarodus brevirameus* (Walliser), *Aphelognathus floweri* Sweet, *Plectodina aculeatoides* Sweet, *Protopanderodus liripipus* Kennedy et al. Вулканиды отличаются от более низких уровней высокими содержаниями K_2O и TiO_2 . Это муджиериты, трахибазальты и их туфы, отражающие обстановки внутриплитного океанического вулканизма [10].

Проблемы геологии Сакмарской зоны в Кувандык-Медногорском районе описаны во многих работах [1-6; и др.]. Туфогенно-кремнистый - тип разреза ордовика (кураганская свита O_{1-3} , или ее более туфогенные стратиграфические аналоги) и перекрывающие углеродистые сланцы сакмарской свиты ($S_1-D_1^1$), обнажаются на поднятиях. Выше залегает хаотический, сформированный в аккреционной призме комплекс девона [9]. На правом берегу р. Сакмара, к СЗ от д. Новокурский (рисунок), с опрокинутым залеганием, отделяясь разломами, сменяются фрагменты разрезов: 1 – красные и серо-зеленые туфоалевролиты – 100 м; 2 – серо-зеленые и красные кремнистые туффиты с *Hamarodus brevirameus* (Walliser), *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno (O_3k_2 -aš) (т. 1) - 50–150 м; 3 – за разломом – серые кремнистые туффиты с *Periodon aculeatus* Hadding (т. 2) (O_2l_2 -k₁) и *Plectodina furcata* (Hinde), *Phragmodus undatus* Branson et Mehl, *H. brevirameus* (Walliser) (т. 3) и *H. brevirameus* (Walliser), Branson et Mehl (т.4) (O_3k_2 -aš) -50-150 м. Выше согласно залегают сланцы

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

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

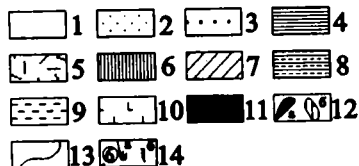
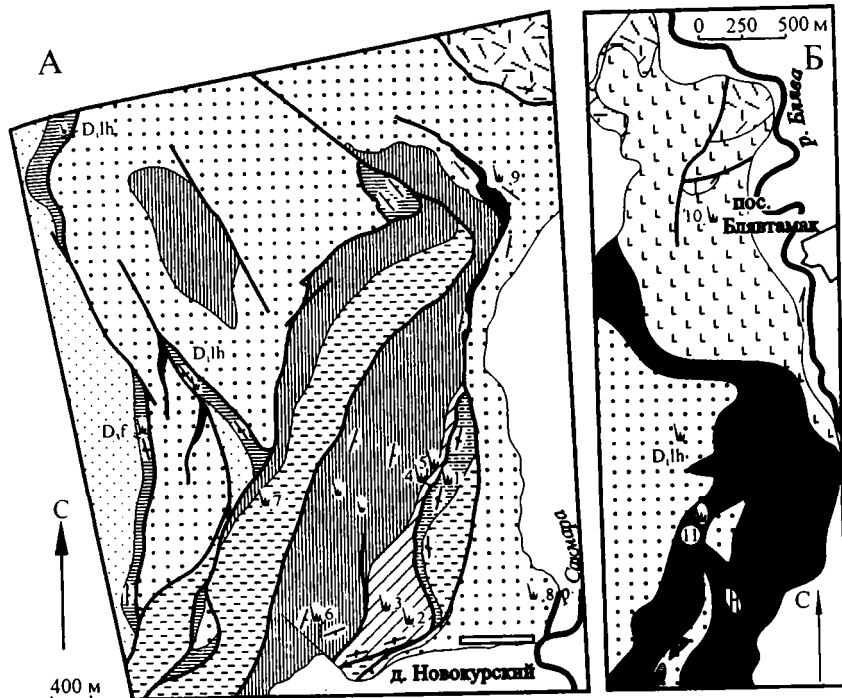


Схема распространения верхнеордовикских комплексов на Южном Урале – в районе д. Новокурский (А) и пос. Блятамак (Б); на врезке – положение данных участков

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – граувяки зилаирской серии; 3 – олистостромовый комплекс; 4 – кремнистая формация (D_{1.3}); 5 – вулканиты утягуловской свиты (D₁₋₂?); 6 – углеродистые сланцы кураганская свита (O_{1.3}); красные и серые туфоалевролиты (7), красные и серые кремнистые туффиты (8), серые кремнистые туффиты (9); 10 – базальты, туфы и кремни баулуской свиты O₂₋₃; 11 – серпентинитовый меланж с породами офиолитовой ассоциации; 12 – известняки в глыбах: девонские с наутилоидеями (а), кембрийские (?) с водорослями (б); 13 – тектонические контакты; 14 – точки с конодонтами (а) и граптолитами (б), их номера и возраст остатков

сакмарской свиты с *Ozarkodina aldridgei* Uyeno et Barnes, *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson et Mehl) (т.5) и в т.6 с граптолитами *Lagarograptus*

acinaces (Tornquist) (S₁ln) – 250-300 м. На западном крыле синклинали в алевролитах, отвечающих пачке (1), в т. 7 обнаружены *Periodon aculeatus* Hadding (O₂k₂-k₁).

Несогласно перекрывающий хаотический комплекс отличается пестротой состава и возраста пород включенных в него блоков и тектонических пластин [9, 7], а также присутствием продуктов синхронного вулканизма. Среди аллохтонных тел обычны породы офиолитовой ассоциации, кембрийские известняки, кварцевые песчаники, кремнистые и вулканогенно-кремнистые, в том числе, с щелочными базальтоидами, кислые эффузивные, реже карбонатные породы девона, кремнистые и углеродистые породы силура.

В районе пос. Блявтамак тектонический покров в структуре олистострома сложен оливиновыми базальтами, их туфами и кремнями баулуской свиты [2, 3] (см. рисунок, Б). Верхние прослои красных кремней (т.10) содержат конодонты *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno, *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Istorinus erectus* Knupfer (O₃k₂-aš). Продукты разрушения этого покрова в виде глыб в олистостроме широко распространены на крыле складки к западу от г. Медногорска, вместе с глыбами кремней с лохковскими конодонтами и археоцеатовыми известняками нижнего кембрия. Покров с породами офиолитовой ассоциации в этой структуре содержит базальты с прослоями серых кремней (т.11) с *Phragmodus undatus* Branson et Mehl., *Plectodina furcata* (Hinde), *Hamarodus brevirameus* (Walliser) (O₃k₂-aš).

К северу от д. Рамазаново выше олистостромового комплекса располагается меланжированная офиолитовая ассоциация. Прослои кремней в базальтах, тектонически отделенных от комплекса параллельных даек и габбро, содержат конодонты, довольно высокого, возможно, верхнедевонского уровня. На западе Сакмарской зоны хаотический комплекс перекрывается протяженной, свыше 40 км, тектонической пластиной с конденсированным разрезом всех ярусов девона [1, 9]. На пластине с базальным олистостромом залегает граувакковый флиш зилаирской серии (D₃-C₁). По косвенным данным нами устанавливался позднедевонский (зилаирский) возраст хаотического покровно-олистостромового комплекса [9]. Новые данные не противоречат этому выводу. Олистоплаки кремней к востоку от д. Новокурский в т. 8 содержат *Mesotaxis cf. falsiovalis* Sand, Ziegl., Bultink и др., типичные для отложений верхнего живета-нижнего франа. Здесь же присутствуют переотложенные эйфельские формы. Кремни залегают на олистоплаках базальтовых брекчий и перекрываются пачкой туффитов, распадающихся олистостром. В т. 9 на контакте с туффитами в олистоплаках (линзах?) кремней найдены раннеживетские *Polygnatus ex. gr. linguiformis* Hinde, *P. cf. timorensis* Klaf., Phil., Jackson.

Восточнее наиболее высокое структурное положение занимает мощная толща эффузивов дифференцированной серии (утягуловская свита). Контакт ее с олистостромом – тектонический, в то время как с базальтами баулуской свиты – нормальный. Данных о возрасте свиты недостаточно,

но есть сведения о находках конодонтов, типичных для интервала вблизи границы эмса и эйфеля [2, 3].

Кремнисто-базальтовый, связанный с офиолитами, и туфогенно-кремнистый типы разреза верхнего ордовика принадлежат, по-видимому, разным элементам активной окраины, развитие которой продолжалось в среднем палеозое. Сближение различных типов разреза палеозоя происходит в среднепалеозойской аккреционной призме и при более позднем шарьировании.

Выполнено при поддержке РФФИ, проекты №№ 00-05-64104, 00-05-64513, 98-05-4857, 00-15-98531 и ФЦП "Интеграция".

Литература

1. *Артюшкова О.В.* О конденсированных разрезах девона северной части Сакмарской зоны на Южном Урале // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала. Уфа, 1991. С. 41–45.
2. *Артюшкова О.В., Маслов В.А., Тищенко В.Т.* Новые данные по стратиграфии палеозоя северной части Сакмарской и Присакмарской зон Южного Урала: (Препринт). Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 29 с.
3. *Маслов В.А. и др.* Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: Уф НЦ РАН. 1993. 217 с.
4. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 86 с.
5. *Руженцев С.В.* Красные офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с.
6. *Руженцев С.В., Хворова И.В.* Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала // Литология и полезные ископаемые № 6, 1973. С. 21–32.
7. *Руженцев С.В. и др.* Тектонические покровы и олистостромовый комплекс Кувандык-Медногорского района (Сакмарская зона Южного Урала) // Статья в настоящем сборнике.
8. *Рязанцев А.В. и др.* Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 1999. С. 5–23.
9. *Рязанцев А.В. и др.* Девонские олистостромы и тектонические покровы в Сакмарской зоне Урала и проблема вулканогенного кембрия // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 442–444. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
10. *Рязанцев А.В., Тевелев А.В., Кошелева И.А.* Состав вулканитов и геодинамические обстановки формирования ордовикского поляковского кремнисто-базальтового комплекса Южного Урала // Петрография на рубеже XXI века: Итоги и перспективы Сыктывкар, 2000. С. 144–147. (Материалы 2-го Всерос. петрогр. совещ; Т. 4).

К.А.Савко¹, Т.Н.Полякова¹

Типы зональности гранатов как отражение метаморфической эволюции метапелитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив

Тим-Ястребовская структура, входящая в состав Алексеевско-Воронежской структурно-формационной зоны, является одной из наиболее крупных раннепротерозойских структур в пределах Воронежского кристаллического массива. Она возникла в результате латеральной дифференциации реактивизированных в раннем протерозое рифтогенных зон

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия.

позднеархейского заложения и в настоящее время рассматривается как внутриконтинентальный рифт второго порядка [1].

Метапелиты в разрезах структуры распространены практически повсеместно и представлены сланцами кварц-биотитовыми, кварц-мусковитовыми, гранат-кварц-биотитовыми, ставролит-кварц-биотитовыми, андалузитовыми, кордиеритовыми, углеродистыми сульфидсодержащими и метапесчаниками. В результате их детального петрографического изучения в пределах структуры выделено четыре метаморфические зоны: гранат-хлоритовая, ставролитовая, ставролит-силлиманитовая и силлиманит-мусковитовая. Гранат-хлоритовая зона занимает наибольшую площадь, ставролитовая, ставролит-силлиманитовая и силлиманит-мусковитовая имеют локальное распространение и приурочены к интрузивным телам.

Особенностью исследованных метапелитов является практически полное отсутствие в парагенезисах, отвечающих по температуре и давлению условиям ставролитовой и ставролит-силлиманитовой зон, ставролита. Это связано с особенностями химического состава пород. В разрезах Тим-Ястребовской структуры распространены метапелиты, протолитами которых были обогащенные марганцем осадки. В таких породах из-за низкого содержания железа ставролит является редким минералом или отсутствует совсем, так как вместо него возникают ассоциации типа $Bi+And+Grt_{Fe-Mn}$ [2]. Поэтому для получения информации об эволюции термодинамических параметров метаморфизма были использованы микроструктурный анализ и особенности химического состава гранатов и слюд.

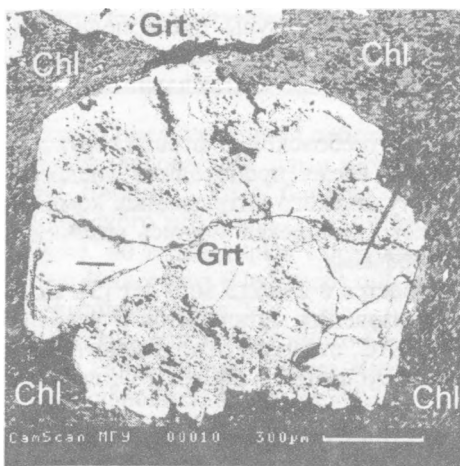
При детальном изучении шлифов достаточно уверенно выделяются две генерации этих минералов, отвечающие различным этапам метаморфической эволюции: синдеформационная и постдеформационная.

Гранаты синдеформационной генерации встречаются в метапелитах Тим-Ястребовской структуры исключительно в пределах гранат-хлоритовой зоны. Они образуют порфиробласты изометричной и неправильной формы с отчетливыми тенями давления и характеризуются многочисленными ориентированными включениями кварца, плагиоклаза, углеродистого вещества, образующими различные цепочки и характерные структуры «лепестков». Гранаты из углеродистых сланцев отличаются очень четкими, правильными кристаллографическими формами (рисунок, а).

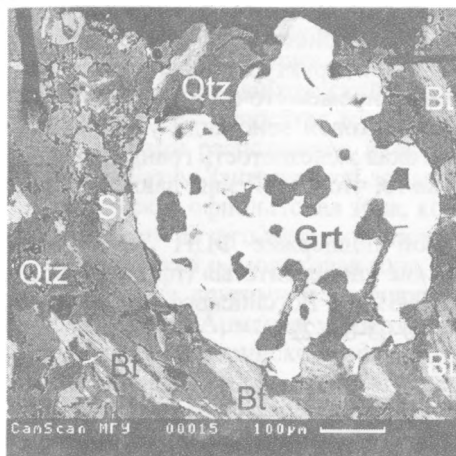
По составу среди синдеформационных гранатов выделяются железистые и марганцовистые разновидности. Они обнаруживают четко выраженную прогрессивную ростовую химическую зональность в распределении компонентов Ca, Mg, Fe и Mn, которая заключается в уменьшении содержания CaO и MnO при возрастании содержания FeO и MgO от центра кристаллов к краям.

Постдеформационная генерация представлена самостоятельными идиоморфными кристаллами без теней давления. Гранаты этого типа легко определяются по малому числу разноориентированных включений. В ряде случаев такие порфиробласты вообще не содержат включений, часто растут поперек сланцеватости и отличаются низкой марганцовистостью –

а



б



Типы гранатов: а – синдеформационный;
б – постдеформационный

интенсивными чешуйчато-надвиговыми деформациями и формированием горно-складчатого сооружения. С этим периодом связывается первый этап метаморфизма, носивший региональный характер.

Изотопный уран-свинцовый возраст тимской свиты оскольской серии, определенный по цирконам из кислых эффузивов, залегающих согласно с отложениями свиты, составляет 2254 млн лет [3]. Исходя из этого, предполагается, что первый этап метаморфизма происходил на рубеже около 2250 млн. лет.

(см. рисунок, б). В метапелитах Тим-Ястребовской структуры постдеформационные гранаты характерны для ставролитовой, ставролит-силлиманитовой и силлиманит-мусковитовой метаморфических зон.

Ретроградная зональность части гранатов ставролитовой зоны обусловлена их разложением с образованием ставролита в результате реакции $Ms + Grt + Chl \rightarrow St + Bt + Qtz + H_2O$. Однако большинство постдеформационных гранатов характеризуются отсутствием зональности в распределении компонентов.

Таким образом, метапелиты Тим-Ястребовской структуры в ходе своей эволюции претерпели несколько этапов метаморфизма, каждый из которых характеризовался своими Р-Т условиями.

В раннем протерозое структура представляла собой внутриконтинентальный рифт, в котором в условиях медленного прогибания накапливались мощные толщи обогащенных органикой терригенных отложений оскольской серии. Столкновение Курского и Воронежско-Самарского геоблоков привело к закрытию рифта, сопровождавшемуся интен-

Данные минеральной термометрии свидетельствуют о том, что на раннем этапе метapelиты Тим-Ястребовской структуры претерпели метаморфизм в условиях гранат-хлоритовой зоны, соответствующей верхам зеленосланцевой фации, при температуре 420–500°C и давлении в 3,0–3,1 кбар.

После возникновения на месте Тим-Ястребовской рифтовой структуры горно-складчатого сооружения в разное время происходило внедрение интрузий стойло-николаевского и золотухинского интрузивных комплексов. Гранодиориты стойло-николаевского комплекса явились источниками тепла для следующего этапа метаморфизма.

Возраст интрузий комплекса оценивается в 2086 ± 5 млн лет [3]. Соответственно и метаморфические преобразования метapelитов в условиях ставролитовой с температурами 500–520°C, ставролит-силлиманитовой – 520–580°C и силлиманит-мусковитовой субфаций – 580–620°C, происходили в это же время.

Оценить давление с помощью известных геобарометров для этих зон не удалось из-за редкой встречаемости парагенезисов, традиционно используемых для геобарометрии. Поэтому в основу выводов о параметрах давления в ставролитовой, ставролит-силлиманитовой и силлиманит-мусковитовой зонах легли результаты парагенетического анализа. Присутствие в метapelитах Тим-Ястребовской структуры парагенезиса ставролита с силлиманитом характеризует промежуточные давления – 3–5 кбар [2]. Наличие в ставролит-силлиманитовой зоне андалузита ограничивает этот интервал до 3–4 кбар. Высокая железистость граната в силлиманит-мусковитовой зоне указывает на то, что в этой зоне давление также находилось в пределах 3–4 кбар.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП "Интеграция" (проект С0007/2000), гранта «Российские университеты» (проект 990087), гранта Президента РФ (проект 00-15-99397) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00-05-64522).

Литература

1. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П. и др. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембри// Геотектоника. 1997. №3. С.21–30.
2. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 261 с.
3. Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Мяснянкин В.И. Уран-свинцовый возраст магматических пород Орловско-Тимской зеленокаменной структуры ВКМ // ДАН Украины. 1992. №7. С.113–117.

Геодинамический режим Кавказ-Таворского сегмента Альпийско-Гималайского пояса в юре-палеогене

Целью представленной работы является выявление некоторых особенностей исследованной нами территории – активной континентальной окраины Евразии. Хотя близкие к современной контуры Альпийско-Гималайского покровно-складчатого пояса формировались в олигоцене - миоцене, но в некоторых выступах Афро-Аравии (Апулийский, Аравийский) и Индостана (Пенджаб) они образовались раньше, преимущественно в позднем эоцене.

Известно, что в Альпийско-Гималайском поясе, в том числе и в Восточный Понт-Малый Кавказ-Иранском сегменте распространены мезозойские офиолиты и палеогеновые турбидиты. Первые свидетельствуют о существовании обширных бассейнов с океанической корой, а вторые – о формировании мощных осадков на подножии континентального склона этих бассейнов. На малокавказской части евразийской активной континентальной окраины Тетиса с северо-запада на юго-восток протягивались пояса островодужных вулканических построек юрско-мелового и эоценового возраста. Ныне они, соответственно, представлены Вирайюц-Арцахской и Базум-Зангезурской зонами, вулканические породы которых преимущественно относятся к известково-щелочной серии. Между указанными зонами расположена Амасиа-Севан-Агаруская офиолитовая зона. Южнее Базум-Зангезурской зоны, в бассейне р. Аракс, находится Веди-Армавирская офиолитовая зона, которая входит в Араксинскую тектоническую зону. В юго-западной части Араксинской зоны [1] была выделена Зангезурская офиолитовая зона, существование которой неоднозначно принимается другими исследователями. Офиолитовые зоны территории Республики Армения являются северо-восточным продолжением Вардар-Измир-Анкаринского офиолитового пояса.

Известно, что при эволюции Тетиса периодически оторванные рифтогенезом от Гондваны микроконтиненты столкнулись с зоной субдукции Евразии, а непоглощенные реликты океанической коры веерообразно располагались на пассивной и активной окраинах этих плит. Анализ разновозрастных осадочных, магматических, особенно вулканических пород и условий их образования указывает, что на территории Армении и сопредельных областей в юрско-меловое и палеогеновое время существовали несколько вулканических островодужных систем, которые по мере их омоложения мигрировали на юг, в сторону открытого океана Тетис. В.Е.Хаин отмечает [2], что в Тавро-Кавказском регионе с севера на юг, соответственно, существовали: палеозойский, мезозойский и кайнозойский глубоководные желоба.

¹ Ереванский государственный университет, Ереван, Армения.

² ANPA Via Vitaliano Brancati 48, I-00144 Roma, Italy.

Петрохимический и минералогический анализы песчаных пород турбидитного генезиса палеогена методом К.Крука [3], Дж.Мейнарда и др.[4] показывает, что южнее Базум-Зангезурского вулканического пояса протягивался преддуговой бассейн [5]. Между желобом и преддуговым бассейном в акреционной призме временами (в конце позднего мела, в палеоцене и в раннем эоцене) обнажались и стали областью сноса невулканические поднятия, сложенные, в основном, обдуцированными офиолитами. Областью сноса продуктов невулканического происхождения служили также выходы Южно-Армянского блока, сложенные терригенными и карбонатными породами палеозоя и триаса. Предполагается, что Южно-Армянский блок в конце позднего мела столкнулся с глубоководным желобом и закупорил его малокавказский отрезок. Субдукция в новом желобе, расположенном южнее Южно-Армянского блока, в открытом, но заметно суженном океане Тетис, быстрее функционировала в среднем эоцене, со скоростью 2,2 см/год.

Большинство исследователей Альпийско-Гималайского пояса считают, что в юрско-палеогеновое время в малокавказском отрезке вулканической островодужной системы зона Беньюффа наклонена на север. В южной части Армянского нагорья (район озера Ван) в позднем мелу и в палеоцене открылись новые малые океанические бассейны Мейдан и Кюнгюс. В конце раннего эоцена севернее бассейна Мейдан начала функционировать новая зона субдукции, где до раннего миоцена поглощалась субокеаническая кора указанных бассейнов.

Литература

1. Асланян А.Т., Сатиан М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказия // Изв. АН Арм ССР. Науки о Земле. 1977. № 4/5. С.13–26.
2. Хаин В.Е. Основные этапы тектономагматического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации. Геотектоника. 1975. Т.1. С.13–27.
3. Crook K.A.W. Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes) -modern and ancient geosynclinal sedimentation. 1974 // Proc. Simp. Madison, 1972, Tulsa Orla.
4. Maynard J.B. et al Compositioin of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trenchforarc geology: Sedimentation and tectonics of modern and ancient active plate margins.1982. P. 551–562.
5. Садоян А.А. Литология палеогена Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН Арм ССР. 1989, 288 с.

А.А. Свешников¹

Особенности эволюции литосферы при отмирании спрединговых хребтов с разными скоростями раздвижения

В пределах океанической литосферы рифтовые зоны срединно-океанических хребтов (СОХ) являются важнейшими морфоструктурными

¹ Музей земледения, Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия.

элементами, в которых происходят главные тектономагматические процессы, ответственные за формирование всей океанической коры. Основным параметром, определяющим их морфологию, глубинное строение и аномальные геофизические поля, является скорость спрединга, которая варьирует в современных СОХ от 0 до 18 см/год. В зависимости от скорости спрединга структура рифтовых зон СОХ существенно различается.

Анализ геолого-геофизической информации, а также численное моделирование глубинных геодинамических процессов, показали, что для медленносрединговых хребтов характерны: выраженная рифтовая долина, контрастный рельеф и геофизические аномалии, отсутствие устойчивых магматических очагов. В то же время, в рифтовых зонах быстрораздвигающихся СОХ отмечаются: четкое горстообразное осевое поднятие, менее контрастный рельеф, а также наличие стационарной осевой магматической камеры, располагающейся на глубинах 1,5–3 км. В строении коры, генерированной на быстро- и медленнораздвигающихся хребтах, также отмечаются существенные различия.

Настоящая работа посвящена рассмотрению эволюции глубинных процессов и изменения геологической структуры рифтовых зон с разными скоростями спрединга в процессе замедления и прекращения спрединга и формирования палеосрединговых хребтов.

Структуры палеосрединговых хребтов, представляющих собой участки палеодивергентных границ плит, вдоль которых в геологическом прошлом происходили спрединг и аккреция океанической коры, широко распространены в пределах океанической литосферы. Их формирование связано с перестройкой движения литосферных плит и с изменением положения полюса их относительного вращения, приводящем часто к переколу оси спрединга, связанному с возникновением нового активного центра спрединга и отмиранием старого.

Строение литосферы палеосрединговых хребтов и их выраженность в рельефе дна и в аномальных геофизических полях зависят от истории развития хребта, а точнее – от трех основных факторов: 1) характера изменения скорости спрединга на всех этапах активного функционирования спредингового хребта; 2) длительности периода активного спрединга; 3) интервала времени, прошедшего с момента прекращения спрединга. Большая часть особенностей строения палеосредингового хребта закладывается на этапе его активного развития. Неудивительно, что резко различающиеся по своим характеристикам хребты с быстрым и медленным спредингом сохраняют свои различия и после отмирания.

На примере хребта Математиков и Лабрадорского палеосредингового хребта были рассмотрены особенности пространственно-временных изменений термической структуры литосферы, рельефа дна и аномальных геофизических полей в процессе отмирания спрединговых хребтов с разной скоростью раздвижения.

В эволюции литосферы в процессе отмирания хребта Математиков отмечаются два периода затухания: активный и пассивный. Активный

период начался 8 млн лет назад. До этого хребет «работал» как типичный быстрораздвигающийся центр спрединга со скоростью наращивания коры около 12 см/год. Близкую аналогию этого периода представляет современное Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), и поэтому можно предположить, что хребет Математиков имел в то время типичную горстовую структуру с выраженным осевым поднятием и пологим, слабо расчлененным региональным рельефом на склонах хребта. Характерная для быстрораздвигающихся хребтов осевая магматическая камера (ОМК) имеет кровлю на глубинах 1,5–2,0 км от уровня дна.

Уменьшение скорости спрединга на хребте Математиков происходило в три этапа. Первый этап (8,0–4,2 млн лет назад) характеризовался небольшим уменьшением значений скоростей спрединга, которые оставались еще достаточно высокими, чтобы сохранять структуру быстрораздвигающихся хребтов с характерной коровой осевой магматической камерой и относительно выровненным региональным рельефом на флангах хребта. Второй, достаточно кратковременный, этап отмечался очень быстрым уменьшением скоростей спрединга от типичных быстроспрединговых значений до нулевых. Как показали, оценки именно в этот период произошли существенные изменения в термической структуре литосферы осевой зоны хребта Математиков, выразившиеся в исчезновении осевой магматической камеры, в заглуплении астеносферного поднятия и одноименных изотерм, а также в увеличении толщины хрупкого слоя литосферы и прекращении аккреции океанической коры. Для этого этапа отставания характерны: повышенная изрезанность и контрастность рельефа дна на флангах хребта.

Моделирование термической эволюции хребта Математиков показало, что за исключением узкой зоны в окрестности старого центра спрединга рельеф хорошо объясняется термическим расширением. В приосевой зоне шириной около 100 км реально наблюдаемый рельеф поднят на ~400 м по сравнению с модельным. Это несоответствие может быть вызвано тремя причинами: продолжающимся термическим прогревом осевой зоны, несмотря на прекращение спрединга; серпентинизацией пород верхней мантии под осевой зоной (моделирование показало, что в процессе прекращения спрединга на быстрых хребтах именно в осевой зоне могут быть условия, благоприятные для серпентинизации); наличием «габброидного корня».

Формирование бассейна Лабрадорского моря связано с расколом Канадско-Гренландского континента. В Лабрадорском море спрединг начался 92 млн лет назад, скорость его не превышала 18 мм/год. Первый этап спрединга продолжался в С-СВ направлении до 59 млн лет (аномалия 25), когда произошло изменение в относительном движении между Гренландской и Северо-Американской плитами, возможно, связанное с активностью горячей точки в Девисовом проливе и с отделением Гренландии от Евразии. В результате скорости спрединга в Лабрадорском море начали уменьшаться и спрединг почти прекратился после 45 млн лет

(аномалия 20). Раскрытие Северной Атлантики и прекращение относительного движения между Гренландией и Северной Америкой привело к остановке спрединга в Лабрадорском море и к отмиранию всей рифтовой системы в этом районе.

В рельефе дна Лабрадорский палеоспрединовый хребет не выражен из-за мощного (1,5–2,0 км) осадочного слоя, перекрывающего фундамент. Однако в рельефе фундамента отчетливо выделяется осевая депрессия (рифтовая долина), обрамленная небольшими поднятиями бортов палеоспрединового хребта. Далее, в сторону континентальных окраин, глубина фундамента постепенно увеличивается с возрастом коры.

Результаты численного моделирования термического режима литосферы показали, что в условиях ультрамедленного спрединга термические условия, необходимые для процесса серпентинизации, возникают достаточно близко к оси спрединга, где наличие разрывных нарушений может обеспечить достаточный доступ воды в породы верхней мантии. Это позволяет считать процесс серпентинизации пород верхней мантии важным рельефообразующим фактором в областях медленного спрединга. Граница Мохо, отбиваемая сейсмическими методами, в областях распространения серпентинитов может не совпадать с границей кора–мантия и соответствует подошве серпентинитового слоя.

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

Н.И.Селивёрстов¹

Глобальные изменения уровня океана и четвертичный вулканизм

Вулканическая активность проявлялась эпизодически в течение всей геологической истории Земли. Кайнозойский отрезок истории в этом отношении не является исключением. Полученные к настоящему времени многочисленные фактические данные указывают на эпизодичность и глобальное усиление вулканической активности в позднем кайнозое, что особенно ярко проявилось в четвертичное время. Усиление вулканической активности – не единственная примечательная черта позднего кайнозоя. В это же время ярко проявилось прогрессирующее влияние на эвстатические изменения уровня океана высокочастотных колебаний в системе ледники–океан–атмосфера.

Сравнивая глобальную эвстатическую диаграмму циклов 2-го и 3-го порядков [3, 13] с диаграммой распределения прослоев вулканических пеплов в осадочном чехле Мирового океана [5], можно заметить, что вспышка эксплозивной вулканической активности (0–1,8; 3,0–4,7; 8,8–11,0; 11,7–12,4; 14,7–15,3; 16,4–17,8 млн лет назад) соответствуют экстре-

¹ Институт вулканологии (ИВ) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия.

мальные значения низкого уровня океана в циклах 3-го порядка, причем само появление этих экстремальных значений на эвстатической диаграмме обусловлено «вспышками» более высокочастотных, гляциоэвстатических циклов 4-го порядка (в плейстоцене, плиоцене и, вероятно, в верхнем и среднем миоцене) [5]. Максимальное количество прослоев вулканических пеплов залегает в верхнеплиоцен-четвертичном разрезе морских осадков (последние 1,8 млн лет). Этому же отрезку времени, особенно второй его половине, соответствует и главный всплеск гляциоэвстатической активности с максимальными по амплитуде колебаниями уровня океана (до 130–140 м), т.е. прослеживается вполне определённая связь периодов усиления вулканической активности с проявлениями гляциоэвстатических колебаний уровня океана (циклов 4-го порядка). Как же соотносятся отдельные фазы гляциоэвстатических циклов с периодами усиления вулканической активности?

Судя по крупнейшим датированным вулканическим событиям плейстоцена, глобальное усиление эксплозивной вулканической активности в островных дугах с образованием гигантских кальдер и максимальными объёмами пирокластических покровов и игнимбритов происходило в периоды гляциоэвстатических понижений уровня океана на величину 100–130 м относительно современного, т.е. в периоды максимальных оледенений суши, соответствующие четным изотопно-кислородным стадиям на диаграммах Шеклтона–Опдайка [14, 15]. На Камчатке и Курилах, судя по немногочисленным датировкам и соотношению пирокластических покровов и игнимбритов с ледниковыми отложениями, эта закономерность сохранялась. Сильнейшие вулканические события здесь также связаны с периодами плейстоценовых понижений уровня океана, соответствующих ледниковым периодам. В частности, с двумя последними, наиболее изученными (изотопно-кислородные стадии 2 и 4; 18–40 и 70–90 тыс. лет назад, соответственно), на Камчатке связано образование кальдер Крашенинникова, Карымского озера, Ксудача, Малого Семьячика, Горелого, Опалы, молодой кальдеры Узонско-Гейзерной депрессии; на о-ве Итуруп – кальдер Урбич, Цирк и Медвежья; на о-ве Симушир – кальдер древняя Заварицкого и Броутона; на о-ве Онекотан – кальдеры Немо, на о. Кунашир – кальдер Менделеева и Головнина [6, 7, 11, 12].

Около 18 тыс лет назад началось верхнеплейстоцен-голоценовое повышение уровня океана, соответствующее восходящей ветви последнего цикла 4-го порядка. Монотонность этого процесса нарушалась более высокочастотной составляющей – эвстатическими циклами 5-го порядка продолжительностью от первых тысяч до нескольких сот лет. Судя по эвстатическим диаграммам Фейбриджа и Каррея [4, 5], максимальные амплитуды этих колебаний (до 30–40 м) отмечались в самом конце плейстоцена – начале голоцена (7–14 тыс. лет назад). На Камчатке, Курилах и в Японии этому периоду времени также соответствует вспышка вулканической активности. В частности, в это время на Камчатке образовались кальдеры вулкана Карымский и Курильского озера, а на Курилах – каль-

деры Тао-Русыр (о-в Онекотан) и Львиная Пасть (о-в Итуруп) [7; 12]. Привязать конкретные вулканические события конца плейстоцена – начала голоцена к отдельным фазам циклов 5-го порядка пока невозможно из-за недостаточной точности радиоуглеродного метода и неоднозначности эвстатических диаграмм в пределах этого временного интервала.

Для последних 8 тыс. лет голоценовой истории на эвстатической диаграмме Фейбриджа можно выделить 9 циклов 5-го порядка с амплитудой изменения уровня океана от первых до нескольких метров. В соответствии с этой диаграммой, понижения уровня океана соответствуют интервалы: 0,17–0,40; 0,65–1,0; 1,4–2,0; 2,3–2,5; 2,7–3,3; 3,9–4,6; 5,1–5,6; 6,1–6,6 и 7,3–7,6 тыс. лет назад. При сравнении этих интервалов с голоценовой историей вулканизма на Камчатке выявляется определённая закономерность: датировки не всех, но большинства сильнейших эксплозивных извержений по времени тяготеют к регрессивным стадиям в циклах 5-го порядка. В этом несложно убедиться, сравнив перечисленные интервалы времён с датировками горизонтов тефры, используемых в качестве маркующих при тефрохронологических исследованиях [1, 2, 12].

Таким образом, мы приходим к выводу о тесной связи периодов усиления вулканической активности с гляциоэвстатическими циклами 4-го и 5-го порядка, точнее – с регрессивными стадиями этих циклов. Этот вывод находится в соответствии с представлениями многих исследователей о существенном влиянии мощных проявлений эксплозивного вулканизма на глобальные изменения климата Земли и, следовательно, на изменения уровня океана. Считая такие представления вполне обоснованными, хотелось бы обратить внимание и на правомерность обратной трактовки этой зависимости: глобальные изменения уровня океана существенно влияют на вулканическую активность.

Такая постановка вопроса не нова. Еще в 1972 г Н.И.Николаев указал на возможный механизм такого влияния [8]. Его сущность заключается в проявлении гидростазии – изостатической реакции недр Земли (в том числе, астеносферы и гидравлически связанных с ней магматических систем) на глобальные изменения уровня океана, т.е. фактически предполагается, что изменения гидростатического давления на дно океана в процессе глобальных изменений его уровня достаточно быстро передаются через астеносферу островодужным и внутриплитовым магматическим системам. Исходя из этих представлений, можно указать по крайней мере на два фактора, способствующих процессам кальдерообразования и усилению эксплозивной вулканической активности в островных дугах в периоды резких гляциоэвстатических понижений уровня океана.

Во-первых, глобальное понижение уровня океана ведёт к сбросу давления в астеносфере (в предельном случае – на 10–12 бар), и должно сопровождаться соответствующим сбросом давления во всей системе гидравлически связанных с ней магматических очагов, в том числе, – периферических, находящихся на небольших глубинах, где снижение давления ведёт к частичному оттоку магмы и её замещению водным флюидом.

Такой процесс способствует росту касательных напряжений в кровле периферического очага и её обрушению, т.е., в соответствие с существующими представлениями [9], может являться если не главной причиной, то «спусковым крючком» активизации кальдерообразующих движений и связанных с ними сильнейших эксплозивных извержений с образованием игнимбритов и мощных пирокластических покровов.

Во-вторых, сброс давления в магматических системах ведёт к нарушению установившегося водно-флюидного равновесия между магмой и вмещающими горными породами, способствуя дополнительному обогащению магмы свободным водным флюидом; т.е. в периоды понижения уровня океана в верхних частях магматических систем, непосредственно влияющих на вулканическую активность, повышается относительное содержание свободного водного флюида, что ведёт к некоторому снижению плотности магмы и увеличению её эксплозивности. По-видимому, этот процесс весьма чувствителен даже к сравнительно небольшим колебаниям давления в магматической колонне и способен привести к резкому усилению эксплозивной активности вулканов в регрессивные стадии циклов не только 4-го, но и 5-го порядка. Не исключено, что сходные гидромагматические явления, приводящие к эксплозивным извержениям, происходят и при снятии упругих напряжений в ходе сильнейших сейсмических событий вблизи магматических очагов. Примеры такой последовательности проявления сейсмичности и вулканизма хорошо известны. Последний из них – одновременные извержения вулканов Карымского и Академии наук в начале января 1996 г., которые последовали сразу после близкого сильного землетрясения [10].

В заключение обратим внимание на то, что два рассмотренных выше глобальных процесса (понижение уровня океана и эксплозивная вулканическая активность) имеют положительную обратную связь, т.е. усиление одного из них способствует усилению другого. Это взаимное влияние следует учитывать при оценке роли вулканизма в колебательных процессах системы ледники–океан–атмосфера и, соответственно, в глобальных изменениях климата Земли.

Литература

1. Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю., Сулержицкий Л.Д. // Вулканология и сейсмология. 1985. №5. С. 80–96.
2. Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Пономарёва В.В., Мелекесцев И.В. // Докл. РАН. 1997. Т. 352, №4. С. 516–518.
3. Вейл П.Р., Митчем Р.М., Тодд Р.Г. и др. // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Ч.1. С.104–373.
4. Каррей Дж. // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т.1. С.451–472.
5. Кеннет Дж. П. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1. 396 с.
6. Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
7. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др. Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1974. 439 с.
8. Николаев Н.И. // Вест. МГУ. Сер. 4 геология. 1972. №1. С. 6–22.
9. Слезин Ю.Б. // Вулканология и сейсмология. 1987. №5. С. 3–15.
10. Федотов С.А. // Вулканология и сейсмология. 1997. №5. С.3–37.
11. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 242 с.
12. Braitseva O.A., Melekstsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. // Bull. Volcanol. 1995.

13. Hag B.U., Hardenbol K., Vail P.R. // *Science*. 1987. V. 235. P. 1156–1166.
14. Shackleton N.J., Opdyke N.D. // *Quaternary Res.* 1973. № 3. P. 39–55.
15. Shackleton N.J., Opdyke N.D. // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1976. V. 145. P. 449–464.

К.Ж.Семинский¹

Обобщенный парагенезис разрывов 2-го порядка для крупных разломных зон растяжения, сжатия и сдвига

Внутренняя структура зон влияния крупных разломов [1], аналогами которых в зарубежной литературе [2] являются разломные системы, формируется под воздействием меняющихся во времени полей напряжений 2-го порядка, что приводит к возникновению в их пределах разрывов, отличающихся по морфогенезису и пространственным ориентировкам. При этом парагенезисы разрывов 2-го порядка, известные для разнотипных дизъюнктивов из работ предыдущих исследователей, а также установленные нами при целенаправленных исследованиях разломов сжатия (взбросы, надвиги), растяжения (пологие и крутые сбросы) и сдвига [1], в структурно-геологическом отношении существенно отличаются друг от друга. Несмотря на это, тектонофизический подход к анализу выявленных эмпирическим путем парагенезисов позволил установить, что они образовались в соответствии с общими закономерностями разрывообразования в упруго-пластичном субстрате при деформации прогрессирующего транспрессивно-го скальвания. Это послужило основанием создания обобщенного (независимого от пространственной ориентировки разломной зоны 1-го порядка) парагенезиса вторичных разрывов, который представлен на рисунке в виде систематики. Его приложение к природным условиям позволяет получить наборы систем, составляющих разрывную структуру конкретных зон сжатия, растяжения или сдвига в их тектоническом понимании (т.е. с учетом пространственного положения и характера перемещений).

Представленная систематика не является строгой во всех отношениях из-за существенных различий в условиях и процессах образования отдельных разрывных систем. В то же время, в рамках горизонтальных строк использовались единые классификационные признаки, что дает четкое представление о составе парагенезиса разрывов 2-го порядка и взаимоотношениях его отдельных членов. Первое деление (вторая строка систематики) вторичных разрывов на три типа – сопутствующие, опережающие, оперяющие – осуществлялось по их отношению к моменту формирования магистрального сместителя 1-го порядка. Последующее деление (третья строка систематики) каждой из групп на две подгруппы – гравитационные и трансформные, ранние и поздние, фрикционные и при-

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

изгибовые – происходило на основе специфики происхождения сил и полей напряжений, вызывающих их образование. Деление в четвертой строке систематики проводилось в зависимости от пространственного положения осей поля напряжений, в котором происходило формирование разрывов той или иной подгруппы. Нижняя строка систематики содержит индексы, отражающие деление разрывов 2-го порядка на системы, которые характеризуются различной ориентировкой в пространстве разрывных плоскостей и/или вектора подвижки.

Наибольшую значимость в структурообразовании имеет группа опережающих нарушений, происхождение которой практически полностью определяется закономерностями деформации простого сдвига с небольшим дополнительным сжатием (слабая транспрессия), которая имеет место в подавляющем большинстве разломных зон до появления магистрального сместителя. Зоны ранних и поздних этапов развития характеризуются отличающимися наборами систем опережающих разрывов, происхождение которых обусловлено эволюцией напряженного состояния в процессе прогрессирующего скалывания.

Субстрат разломной зоны на ранних этапах ее развития находится в условиях напряженного состояния, близкого к осесимметрическому, что способствует переиндексации осей после формирования отдельных систем разрывов. Каждому из трех возможных при переиндексации напряженных состояний соответствует пара сопряженных разрывных систем с противоположным характером смещения крыльев (индексы приводятся в соответствии с обозначениями, принятыми для зон скалывания): сколы 1-ой серии – R' и R , сколы 2-ой серии – n' и n , сколы 3-ей серии – t' и t . В конкретных природных ситуациях обычно не все системы имеют место и всегда (в случае их наличия) развиты в разной степени, определяющейся условиями деформации (температурой, давлением, скоростью).

Разломные зоны, развитие которых ограничилось образованием опережающих разрывов перечисленных типов, являются зарождающимися. Это достаточно широкие зоны распространения относительно коротких разноориентированных разрывов, среди которых нет нарушений, полностью соответствующих по пространственной ориентировке магистральному сместителю, который мог бы сформироваться в итоге более продолжительного деформирования. Ширина зон варьирует по простиранию, так же, как и плотность опережающих разрывов, которая, кроме того, увеличивается в поперечном направлении от периферии к центру по экспоненциальному закону. Из употребляющихся в тектонофизике понятий к зонам разломов подобного структурного выражения может быть применен термин «рассеянные», тогда как в геологической практике такие объекты обычно называют «скрытые разломы фундамента», «зоны повышенной трещиноватости» и т.п.

Опережающие разрывы у разломов поздних этапов развития существенно отличаются от описанных выше как по направлениям, так и по закономерностям эволюционного развития. Напряженное состояние в зоне

не является осесимметрическим и по большому счету соответствует тому, в котором образуются сколы 1-ой серии. Однако из двух сопряженных систем интенсивно развиваются лишь R-сколы (как синтетические), которые увеличиваются в размерах за счет объединений друг с другом, причем сочленения происходят таким образом, что каждый последующий более крупный разрыв располагается под меньшим углом к оси зоны, чем предыдущие. Последнее справедливо и для системы разрывов Р-типа, которые имеют аналогичный знак движения крыльев и угол наклона к оси зоны, но приближаются к ней по мере деформации, вращаясь не против, а по ходу часовой стрелки. Данные типы опережающих разрывов в связи с описанными особенностями расположения и формирования были отнесены к группе эволюционирующих. Итогом порангового развития и разнонаправленного вращения R- и Р-сколов является образование последней системы опережающих разрывов (У-тип), среди которых ведущее место занимает магистральный сместитель, ориентированный вдоль простирания разломной зоны и обычно имеющий извилистую форму. Отличием трех описанных систем разрывов от нарушений ранних этапов является строго поясовое расположение в пространстве, когда пересечение их плоскостей (иногда умозрительное) происходит по одной линии, перпендикулярной вектору смещения по разломной зоне в целом. В геологическом выражении в зонах сдвига все эти нарушения являются правыми или левыми сдвигами, а в зонах сжатия и растяжения – взбросами, надвигами или сбросами. В рассматриваемую группу попадают и главные разрывные элементы таких специфических структурных комплексов, выделяемых для крупных разломов всех морфогенетических типов, как дуплексы, веера или сегменты изгибовой («лестничной») траектории, свойственной магистральным сместителям.

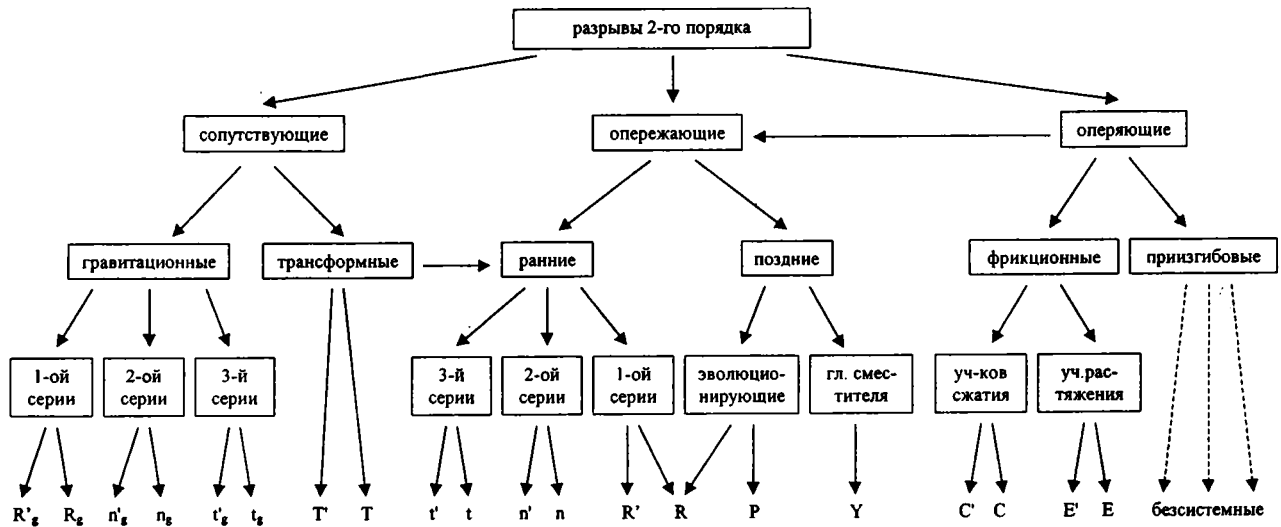
Зоны разломов поздних этапов развития по характеру строения разрывных сетей являются сосредоточенными, т.е. представляют собой разломы в широко распространенном понимании данного термина. Опережающие разрывы ранних этапов развития присутствуют в таких зонах, но из-за потери активности находятся в латентном виде. В противоположность этому, отчетливую выраженность имеют поздние опережающие разрывы ввиду реализации по ним больших амплитуд перемещений. На некоторых участках вся она реализуется по одному или двум крупным разломам (обычно У-типа), а в других – распределяется по сравнительно большому количеству относительно мелких разломов R- и Р-типов.

Возникающие при скольжении по магистральному сместителю напряжения у изгибов его плоскости или на прямолинейных отрезках в особых условиях трения (повышенное давление флюидов, существенно податливое поведение субстрата) вызывают появление оперяющих разрывов 2-го порядка, относящихся, соответственно, к подгруппам приизгибовых или фрикционных нарушений. Разрывы первой подгруппы бессистемны, так как их проявления определяются формой и размерами препятствующей скольжению неоднородности. Ориентировка и знак смещений по разрывам второй подгруппы обусловлены обстановками сжатия или растяже-

ния, возникающими вдоль вектора движений по магистральному сместителю. Смещения по одним и тем же направлениям оперяющих разрывов в разных участках зоны разлома будут иметь противоположные знаки, что и отражено на рисунке наличием одноориентированных систем с индексами «С» (compression) и «Е» (extension). В целом, оперяющие разрывы практически не играют самостоятельной роли в структурообразовании, так как чаще всего являются активизированными опережающими нарушениями (длинная горизонтальная стрелка на рисунке). В связи с этим, разломные зоны заключительных этапов развития представляют собой достаточно узкие полосы, по простиранию которых, наряду с участками магистрального сместителя и (возможной) активизации движений по близко расположенным косоориентированным опережающим разрывам, могут присутствовать и области интенсивного распространения истинно оперяющих нарушений, приуроченные к изгибам главной плоскости смещения.

Особая группа нарушений – сопутствующие – развивается одновременно с опережающими и оперяющими разрывами, причем их типы и характер проявления определяются геометрическими параметрами разломной зоны (пространственная ориентировка, ширина, длина) и количественными характеристиками движений в ее пределах (направление, амплитуда). Причиной образования сопутствующих разрывов трансформного типа является кинематическая необходимость в переносе движений от одного продольного к простиранию зоны сместителя к другому. Разновидности трансформных разрывов широко описаны в литературе, так как являются неизменными элементами разломных зон любого типа (в надвигах, взбросах и сбросах они субвертикальны, а в сдвигах – субгоризонтальны) и наиболее легко развиваются, наследуя древние вещественные или структурные неоднородности (короткая горизонтальная стрелка на рисунке).

Кардинальным отличием крупных сдвигов от разломов с вертикальными смещениями крыльев является наличие в зонах влияния последних особой группы сопутствующих разрывов 2-го порядка, возникающих под воздействием гравитации. Они развиваются в продольной полосе, протягивающейся обычно по краю разломной зоны. Деформация субстрата в этой полосе также происходит по типу скалывания, но, ввиду ее зависимого положения, не достигает существенного развития, что и вызывает формирование систем разрывов, аналогичных в механическом смысле опережающим нарушениям ранних этапов развития дизъюнктива (индекс «g» отражает гравитационное происхождение разрывных систем). При этом доминирующую роль среди них играют продольные разрывы с противоположным характером движения крыльев по отношению к перемещению по разломной зоне в целом. Присутствие этой группы гравитационных нарушений затрудняет диагностику режима развития природных дизъюнктивов, которая при изучении разломных сетей может быть успешна лишь при исследовании достаточного количества разрывных систем и определении истинных вкладов динамических обстановок сжатия, растяжения и сдвига в формирование структуры исследуемого региона.



Систематика разрывов 2-го порядка, составляющих внутреннюю структуру крупной разломной зоны

Разнообразие природных обстановок вносит определенные коррективы в проявление отдельных элементов обобщенного парагенезиса разрывов 2-го порядка у крупных разломных зон сжатия, растяжения и сдвига. Однако во всех случаях он является тем методологическим «инструментом», который открывает путь для проведения качественной интерпретации разрывной структуры крупных разломных зон, развивающихся в любых геодинамических режимах.

Литература

1. Разломообразование в литосфере: / С.И.Шерман и др. Новосибирск: Наука. Т.1. 1991. 262 с.; Т.2. 1992. 228 с.; Т.3. 1994. 263 с.
2. Park R.G. Foundations of structural geology. London: Chapman & Hall, 1997. 202 p.

**Л.А.Сим¹, А.Фришбутгер², П.Банквитц³, Е. Банквитц³,
В.А.Корчемагин⁴**

Неотектонические и современные поля напряжений сейсмоактивных областей Центральной Европы

В Центральной Европе большинство землетрясений приурочено к субмеридиональным левым сдвигам. Сдвиговые зоны имеют протяженность от 100 до 200 км. Главные из них: Верхнерейнская, сдвиговая зона Альбштадт, известная в литературе как « зона 9 градусов в.д.» и Западно-Богемская – Фогланд – Лейпцигская зона с центром сейсмической активности на западе Богемского массива между городами Марианске-Лазне и Клингенталем. Эти сдвиговые зоны отчетливо дешифрируются на космических снимках. Очаги землетрясений расположены на глубине 7–15 км. Области максимальной интенсивности землетрясений в Богемии характеризуются концентрацией горячих и газовых источников. Это дает основание предполагать, что причиной сейсмичности в Западной Богемии является активность магматических очагов в верхней мантии.

Разработанный в МГУ Структурно-геоморфологический (СГ) метод анализа ориентировки оперяющих разрывов в зоне динамического влияния сдвигов (Сим, 1991) дал возможность реконструировать неотектонические напряжения Центральной Европы разных масштабных уровней. Метод позволяет определить направление сдвиговой подвижки, ориентировку осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости и геодинамическую обстановку формирования (активизации) сдвига.

К основным неотектоническим структурам Центральной Европы относятся Центрально-Европейская зона опусканий, границы которой практи-

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

² Геолого-геофизический исследовательский центр, Потсдам, Германия.

³ Потсдам, Германия.

⁴ Донецкий технический государственный университет, Донецк, Украина.

чески совпадают с контурами Западно-Европейской эпипалеозойской платформы и расположенная южнее предальпийская Центрально-Европейская зона поднятий (Ludwig, Schwab, 1995); обе структуры осложнены впадинами и поднятиями 2-го и 3-го порядков со сложной историей развития в кайнозое, часть из них испытывала инверсионные движения. В пределах двух указанных структур реконструкция неотектонических напряжений произведена в масштабе 1:1 000 000.

Центрально-Европейская зона опусканий деформируется в новейший этап при субширотном сжатии, которое на западе зоны приобретает СЗ ориентацию. Нормально к субмеридиональному растяжению на польской части структуры распространено множество субширотных депрессий, откартированных С. Остафичуком (Ostaficzuk, 1995) и подтверждающих установленную ориентировку неотектонических напряжений. В пределах локальных новейших структур (Одерская депрессия, Гамбургский трог) восстановлены меридиональные и СВ ориентировки сжатия 2-го порядка. СЗ и субширотное сжатие на севере Центральной Европы коррелируется со сжатием ЗСЗ простираения, установленном на западе Русской плиты СГ методом (Сим, 1996), а также с данными о современных напряжениях на Балтийском щите (Zoback, 1992) и обусловлено, по всей вероятности, влиянием процессов рифтогенеза в Северной Атлантике.

Практически во всей Центрально-Европейской зоне поднятий преобладает субмеридиональное и СЗ сжатие, отражающее влияние альпийского орогенеза. При этом крупнейшие разломы ВСВ простираения, ограничивающие разновозрастные складчатые сооружения на юге Германии, являются в новейший этап правыми сдвигами, активизированными в поле напряжений с СЗ ориентировкой оси сжатия. Исключением является разлом, дешифрирующийся параллельно северной границе молданубикума по линии Ульм – Сигмаринен. Вдоль последнего ориентировка оперяющихся разрывов соответствует левосдвиговому смещению, вызванному меридиональным сжатием. Эти левосдвиговые перемещения в сочетании с правосдвиговыми по зоне разлома Бебенхаузер, расположенной севернее, создают на самом юго-западе Центрально-Европейской зоны поднятий обстановку локального сжатия, так как разломы заблокированы с запада Верхнерейнским субмеридиональным разломом.

Возможное нагнетание материала с ВСВ на ЗЮЗ между этими разломами объясняет как формирование поднятия Шварцвальд, так и концентрацию эпицентров землетрясений на этом участке, в том числе и в пределах молодого грабена Гогенцоллерн, сейсмичность которого подробно рассмотрена Г.Иллисом (Illies, 1982), показавшим, что зона концентрации эпицентров землетрясений сечет грабен и вытянута в субмеридиональном направлении. В пределах указанного участка произведено более детальное изучение неотектонических напряжений; ориентировка сжатия совпадает с данными об ориентации современного сжатия, установленного по сейсмологическим данным. Мелкие разломы СЗ простираения, ограничивающие грабен Гогенцоллерн, формируются в обстановке растяжения и

должны иметь, наряду со сбросовой, и праводвиговую составляющую перемещений. Грабен на космическом снимке дешифрируется с большим трудом и вряд ли может быть отнесен к сейсмогенерирующей структуре, в то же время, более отчетливо дешифрируются субмеридиональные линейные элементы, секущие грабен.

Особого внимания заслуживают результаты исследования неотектонических напряжений Западной Богемии на участке активного развития современных геологических процессов, о которых говорилось выше. По результатам специального дешифрирования космических снимков масштаба 1:100 000 и 1:200 000 и последующего их анализа СГ методом на этом участке восстановлено региональное субмеридиональное сжатие, которое соответствует современному сжатию в верхних горизонтах коры, установленному по ядру глубокой континентальной скважины в Баварии П.Банквитц и Е.Банквитц методом фрактографического анализа морфологии трещин. Единственное определение ориентировки сжатия в очаге землетрясения, установленного на севере исследуемого района, также имеет ССЗ ориентацию. Известный как левый сдвиг разлом по линии Западной Богемия – Фогланд – Лейпциг на участке Марианске-Лазне – Клингенталь должен быть на неотектоническом этапе правым сдвигом с тенденцией к сбросо-раздвиговым смещениям. Можно предположить, что значительное число слабых землетрясений, эпицентры которых группируются в строго параллельной разлому узкой полосе, вызваны формированием субмеридиональных отрывов, параллельных региональному сжатию. Этому предположению не противоречит множество мелких субмеридиональных прямолинейных элементов рельефа в окрестностях Клингенталя, отчетливо дешифрирующихся на космических снимках.

Разломы ВСВ простираются, в том числе ограничивающие грабен Эгер (Оре), являются левыми сдвигами. На участках локального сжатия и растяжения, формирующихся при пересечении разнонаправленных сдвигов, документируются принципиально различные современные геологические процессы: горячие источники, концентрации мелких озер приурочены к участкам растяжения, а отдельные скопления эпицентров землетрясений – к участкам сжатия. В пределах участков сжатия развиты мелкие положительные локальные поднятия (горы Лесни, Оксенкопф и др.). Основная концентрация эпицентров землетрясений связана с Клингентальским отрезком разлома на севере исследуемого участка, где он заблокирован крупным разломом ВСВ простирающимся, ограничивающим Рудные горы с юга. По характерной морфологии водораздельной линии между бассейнами рек Эльбы и Влтавы можно предполагать, что леводвиговые смещения по указанному разлому ВСВ простирающегося имеют максимальную горизонтальную амплитуду в исследуемом районе. Возможно, с этим связана и наибольшая сейсмическая активность Клингентальского отрезка разлома. Этот же разлом южнее Марианске-Лазне активизирован в обстановке растяжения и расщепляется на три разрыва, между которыми расположено линейно вытянутое субмеридиональное поле, включающее в

себя более 100 мелких озер. Широкое развитие озер не противоречит обстановке широтного растяжения, в которой активизированы указанные разрывы.

Таким образом, на основании изучения неотектонических и современных напряжений в сейсмоактивных областях Центральной Европы можно сделать выводы о соответствии ориентировок неотектонических и современных тектонических напряжений. Сейсмичность связана с активными разломами, при этом эпицентры землетрясений тяготеют к участкам локального сжатия, сформированным при пересечении разнонаправленных сдвигов, и к отдельным отрезкам субмеридиональных разломов. Горячие источники, подчеркивающие современную активность Западной Богемии, также связаны со смещениями по разломам, но концентрируются в участках локального растяжения, создаваемых этими смещениями.

**В.А. Симонов¹, С.А. Куренков², В.С. Шацкий¹,
А.В.Миколайчук³, С.И. Ступаков¹, Ю.П. Колмогоров¹,
А.Д. Киреев¹, О.А.Шакаров⁴**

Палеогеодинамика и метаморфизм офиолитов Северного Тянь-Шаня

Большое значение для понимания палеогеодинамики Северного Тянь-Шаня имеют вопросы взаимоотношений офиолитов и метаморфических ассоциаций. Исследовались раннепалеозойские офиолитовые ассоциации Кара-Арчинской и Киргиз-Терской зон [1-3], а также метаморфические комплексы Макбальской зоны, возраст которых, по данным предыдущих исследователей, протерозойский [4, 5].

Детальные исследования в ходе полевых работ 2000 г. в верховьях р. Кара-Арча позволили выявить следующую последовательную смену пород от метаморфических комплексов Макбальской зоны к офиолитам: серебристые серицит-кварцевые сланцы с кварцевыми будинированными жилами (каиндинская свита среднего протерозоя [1]) сменяются зелено-серыми аповулканическими сланцами, содержащими согласные сланцеватости дайки диабазов. Выше развиты черные серицит-глинистые сланцы, на которых согласно залегает горизонт серых тонкозернистых кварцитов мощностью около 20 м, включающий прослой серицит-кварцевых сланцев (10-30 см) с будинированными линзами кварцевых жил. Структурно выше залегает горизонт (25 м) аповулканических (цоизит-эпидо-

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

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

³ Научная станция Объединенного института высоких температур РАН, Бишкек, Кыргызстан.

⁴ Геологический факультет (МГУ), Москва, Россия.

товых) сланцев, которые с уменьшением степени метаморфизма вверх по разрезу сменяются массивными метабазами из офиолитов. Таким образом, постепенные переходы от Макбальских метаморфических комплексов к офиолитам Кара-Арчинской зоны позволяют говорить о последовательном развитии метаморфических ассоциаций по офиолитовым комплексам с преобразованием в первую очередь эффузивов и сохранением дайковых тел. Эти данные свидетельствуют о широком развитии процессов преобразований палеоокеанических структур в палеозое, вплоть до формирования высокобарических эклогитсодержащих метаморфических комплексов.

Для выяснения палеогеодинамических условий формирования офиолитов Северного Тянь-Шаня необходимо учитывать значительную степень преобразования пород. Удалось использовать комплексный подход с применением ряда независимых петролого-геохимических и минералогических методов. Большое значение придавалось изучению составов первичных минералов, сохранивших прямую информацию о древних магматических системах. Наиболее детально петролого-геохимические исследования были проведены по эффузивным и дайковым породам из офиолитов Кара-Арчинской зоны (западная часть Киргизского хребта) и для лавовых серий из офиолитов Киргиз-Терской зоны (южные склоны хребта Кара-Катты).

Петрохимический анализ, с использованием данных из работы [6], показал, что точки составов вулканогенных пород из офиолитов Кара-Арчинской зоны располагаются в полях островодужных толеитов, а также пород задуговых бассейнов и срединно-океанических хребтов. Такая ассоциация характеристик свидетельствует, скорее всего, о существовании палеогеодинамической системы островная дуга-задуговой бассейн. Данные по наиболее устойчивым при вторичных изменениях редким элементам (Zr, Y) подтверждают эти выводы, показывая, что лавы имеют островодужные характеристики, а развитие задугового бассейна фиксируется составами даек. Химические особенности клинопироксенов из порфиритов говорят в основном об островодужной природе Кара-Арчинских офиолитов. Значительная часть пироксеновых порфиритов из этих офиолитов, обладая высокими значениями MgO (до 11,3% при SiO₂ до 55,5%), содержит минимум титана (до 0,35%), калия (до 0,06%), иттрия (до 9-12 г/т), циркония (до 32-42 г/т), попадая в поля пород из бонинитовых серий. Учитывая, что часть клинопироксенов из данных порфиритов также обладает бонинитовыми характеристиками, имеются основания говорить о формировании Кара-Арчинских офиолитов, на определенном этапе своего развития, в палеогеодинамических условиях примитивной островодужной системы с бонинитами.

Данные по распределению редких элементов (Zr, Y) и по особенностям составов первичных магматогенных клинопироксенов Киргиз-Терских офиолитов свидетельствуют об их формировании в условиях задугового бассейна, что подтверждает сделанные ранее выводы [2].

Для выяснения особенностей метаморфических процессов были изучены составы минералов. Анализ амфиболов, развивающихся по клинопироксенам из вулканогенных пород Кара-Арчинских офиолитов, проведенный по опубликованной ранее методике [7], показал, что можно выделить два этапа метаморфизма: океанический, происходивший во время формирования офиолитов, и региональный, которому подверглись как офиолиты, так и вмещающие их породы на коллизионной стадии.

Среди эклогитов Макбальской зоны выделяется три типа. Эклогиты первого типа состоят из мелкозернистого кварц-пироксенового агрегата, который пересекают кварц-карбонатные и кварцевые жилки с идиоморфными зернами граната. Эклогиты второго типа сложены мелкозернистым пироксеном, представляющим собой продукт рекристаллизации деформированных крупных зерен, в котором равномерно распределены мелкие зерна граната. В пироксеновую матрицу погружены порфиробласты цоизита, глаукофана и слюды. Эклогиты третьего типа представляют собой среднезернистую породу, сложенную идиоморфными и субидиоморфными зернами граната, пироксена, глаукофана, кварца, цоизита, эпидота, фенгита. Оценки условий равновесия эклогитов Макбальской зоны укладываются в интервал температур 450-550°C и давлений 10,5-13 кбар. В то же время, согласно данным А. Бакирова, и его соавторов давления при метаморфизме превышали 25 кбар [8]. Они основываются на находках поликристаллических включений кварца в гранатах и на содержании кремния в фенгитах. Однако приводимые ими анализы фенгита из карбонатно-силикатных пород, где он находится в ассоциации с флогопитом и калиевым полевым шпатом, свидетельствуют о том, что давление не превышало 15 кбар.

Отмеченные выше особенности взаимоотношений пород Макбальской и Кара-Арчинской зон позволяют предполагать, что офиолиты могли служить той основой, по которой формировались эклогитосодержащие комплексы, т.е. фактически можно выделить третий высокобарический этап метаморфизма офиолитов Северного Тянь-Шаня. В целом, проведенные исследования позволяют считать, что офиолиты Северного Тянь-Шаня, и соответственно метаморфические образования Макбала, формировались в палеогеодинамических условиях развития системы островная дуга-задуговой бассейн.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-65286).

Литература

1. Максумова Р.А., Коновод А.В., Огурцова Р.Н. Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта (стратиграфия, петрохимическая характеристика, тектоническая позиция) // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 43-64.
2. Афимова З.И., Дворова А.В., Куренков С.А., Миколайчук А.В. Офиолиты Байсабинского массива и их значение в реконструкции палеоокеанических структур (Северный Тянь-Шань) // ДАН. 1996. Т. 351, № 1. С. 81-84.
3. Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии - раннем палеозое // Геотекто-

- ника. 1997. № 6. С.16-34.
4. Макарычев Г.И. Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.
 5. Докембрий Средней Азии. Л.: Наука, 1982. 164 с.
 6. Сакиев К.С. Петрология пород офиолитов Кара-Арчинской зоны Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1991. 184 с.
 7. Складчиков Е.В., Добрецов Н.Л. Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1987. № 2. С. 3-14.
 8. Бакиров А., Тагири М., Сакиев К. Порода метаморфических фаций сверхвысоких давлений в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, №.12. С. 1722-1732.

А.В. Синцов¹

Рифей-палеозойский цикл тектонодинамического развития Байкало-Патомского пояса

Основные черты структуры дугообразного Байкало-Патомского складчатого пояса, расположенного на севере Байкальской горной области, сформировались в рифей-палеозойский тектонодинамический цикл развития территории. В последнем выделяется три основных стадии: растяжения, стабильного развития, сжатия.

Стадия растяжения распадается на три этапа: начального и финального растяжения, разделенных этапом относительного тектонического покоя (таблица). Этапу начального растяжения предшествовал субплатформенный режим тектонического развития региона [1], закончившийся сводовым поднятием. Этот предрифтовый этап нашел отражение в высококварцевых песчаниках и кварцитах базального для позднего протерозоя пурпольского горизонта. Собственно рифтогенные образования начального этапа растяжения представлены эффузивами преимущественно субщелочного состава и дайками основных пород медвежевского горизонта, молассоидами харлуктаховской свиты баллаганахского горизонта. В межтроговых перемычках вскрываются выходы дорифейского фундамента (рисунок).

В баллаганахское и дальнетайгинское время регион развивался в режиме пассивной континентальной окраины, которая постепенно расширялась в глубь континента. Режим карбонатно-терригенного шельфового осадконакопления постепенно сменялся органогенно-хемогенно-карбонатным, местами до начальных стадий эвапоритового в жуинское время. В венде во внутренней Мамско-Бодайбинской зоне складчатого пояса произошла резкая смена режима на рифтогенный (основной этап растяжения). Так же, как и в начале рифея, ему предшествовало Байкало-Витимское сводовое поднятие [2] с формированием высококварцевых песчаников аунакитской (внутренняя Мамско-Бодайбинская зона складчатого пояса) и жербинской (внешняя Патомская зона) свит. В центральной части сводового поднятия (Мамско-Бодайбинская зона) были заложены

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

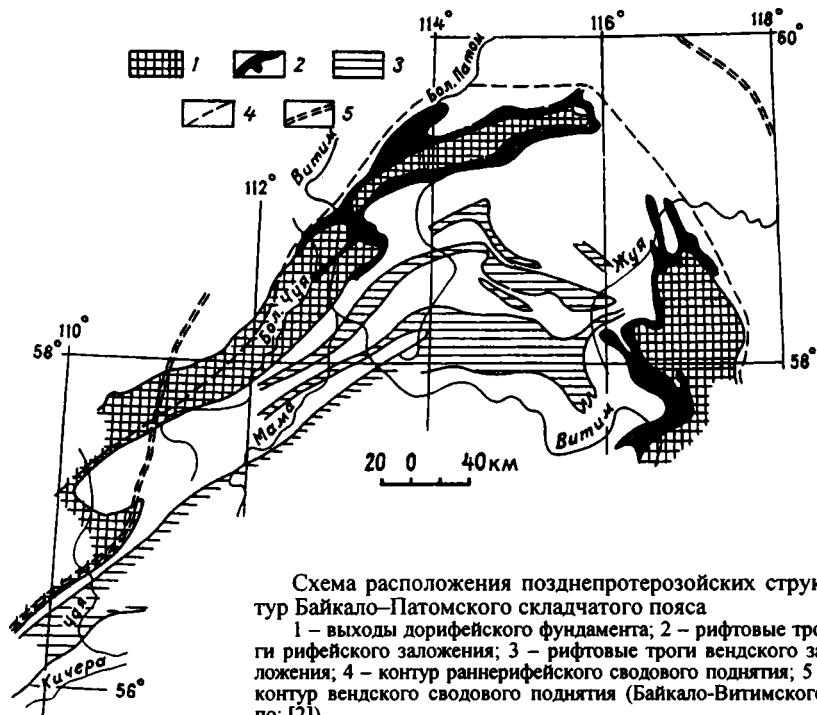


Схема расположения позднепротерозойских структур Байкало-Патомского складчатого пояса

1 – выходы дорифейского фундамента; 2 – рифтовые трюги рифейского заложения; 3 – рифтовые трюги вендского заложения; 4 – контур раннерифейского сводового поднятия; 5 – контур вендского сводового поднятия (Байкало-Витимского, по: [2])

ны рифтогенные трюги, тогда как на его северных склонах (Патомская зона) осадконакопление осуществлялось в условиях эпиконтинентального бассейна. Трюговые структуры в Бодайбинской части Мамско-Бодайбинской зоны заполнены груботерригенными и туфогенными осадками анангской свиты, представляющими собой дистальные фации трюговых структур. Их проксимальные фации находятся в мамской (эффузивы сыньярской и туфогенно-терригенные отложения монюканской, холоднинской свит) и олокитской (эффузивы и туфогенно-терригенные образования в составе олокитской серии, холоднинская свита) частях Мамско-Бодайбинской зоны. В результате рифтогенных процессов рифейского и главным образом вендского времени была создана весьма протяженная внутроконтинентальная рифтовая система (см. рисунок), на юге региона переходящая в окраинно-континентальную.

Формирование трюговых структур и разделяющих их межтрюговых перемычек обусловило начальную структурную неоднородность региона, существенно сказавшуюся при последующих деформационных процессах.

Заполнение трюговых впадин и прекращение рифтогенеза привело в конце венда–начале кембрия к объединению внешней (Патомской) и внутренней (Мамско-Бодайбинской) зон Байкало-Патомского пояса с образованием единого седиментационного бассейна, в котором осадконако-

Патомская зона			Мамско-Бодайбинская зона		Горизонт, серия	Возраст
			Бодайбинская часть	Мамс-кая часть		
Эпиконтинентальное осадконакопление	Нохтуйская свита	Рифтогенез	Илигирская свита	Холоднинская, моноуканская свиты	Бодайбинская серия	Венд
	Тиновская свита		Анангская свита			
Сводовое поднятие	Жербинская свита		Аунакитская свита			
Эпиконтинентальное море	Ченчинская свита		Имнянская свита		Жуинский горизонт	Рифей
	Жуинская свита					
Пассивная континентальная окраина	Валюхтинская свита		Хомолхинская свита		Дальнетайгинский горизонт	
	Баракунская свита		Угаханская свита			
	Джемкуканская свита		Божуиктинская свита			
	Марининская свита		Бодайбокканская свита		Баллаганский горизонт	
	Бугарихтинская свита					
Хайвергинская свита						
Рифтогенез	Харлухтахская свита				Медвежеский горизонт	
	Медвежеская свита					
Сводовое поднятие	Пурпольская свита				Пурпольский горизонт	

пление осуществлялось в спокойной тектонической обстановке вплоть до силура.

Начало интенсивных деформаций рифейских и вышележащих вулканогенно-осадочных толщ под влиянием тангенциальных сжимающих напряжений субмеридиональной ориентировки датируется возрастом в 450 млн лет. При этих деформациях троговые структуры играли роль своеобразных «конседиментационных» отрицательных структурных элементов, тогда как межтропоговые перемычки – положительных. Складчатые деформации проходили в несколько этапов и сопровождались интенсивными метасоматическими и метаморфическими преобразованиями пород.

Большая часть тектонического цикла развития Байкало-Патомского складчатого пояса приходится на стадию растяжения (рифей–венд). Продолжительность стадии стабильного развития составляет примерно 150 млн лет. Наиболее короткий, но, тем не менее, значительный, промежуток времени в цикле занимает стадия сжатия: возраст заключительного этапа датируется по связанному с ним метаморфизму в 390–350 млн лет, а становление гранитоидных поясов, развитых к югу и востоку от складчатого пояса, растянулось еще на многие десятки миллионов лет.

Тектонодинамический цикл развития Байкало-Патомского складчатого пояса является, по-видимому, внутриконтинентальным отражением процессов, в которых участвовала вся Байкальская складчатая область как составная часть Сибирского материкового массива. Не исключено, что рифтогенез, нашедший отражение в Байкало-Патомском складчатом поясе, связан с распадом Родинии, а деформации выполняющих его толщ – с субдукционными и коллизийными процессами при закрытии Монголо-Охотского палеоокеана.

Схема стратиграфии и палеогеодинамических режимов верхнего протерозоя Байкало-Патомской складчатой дуги

Литература

1. Головенко В.К. О положении мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий // ДАН СССР. 1960. Т.133, №6. С. 1402–1404.
2. Митрофанов Г.Л. Поздний докембрий и ранний палеозой центральной части Байкальской горной области: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1978. 149 с.

А.В. Синцов¹

Этапы деформаций Мамско-Бодайбинской складчатой зоны

Мамско-Бодайбинская складчатая зона, занимающая внутреннюю часть дугообразного Байкало-Патомского складчатого пояса, отличается контрастностью деформаций и метаморфизма своих “мамской” и “бодайбинской” частей. Первая (Мамская кристаллическая полоса) характеризуется сложнейшей складчатостью высокометаморфизованных кристаллических сланцев, тогда как во второй развиты сравнительно простые линейного типа складки при слабом метаморфизме пород. Эта контрастность обусловлена особенностями структурообразующих процессов. В их эволюции может быть выделено четыре основных этапа.

Деформации начального этапа привели к более или менее равномерному смятию всей верхнепротерозойской толщи, выполняющей складчатую зону, в систему примерно равнозначных открытых, широких, относительно небольшой амплитуды синклиналей и антиклиналей. Эти структуры устанавливаются в очень редких реликтах.

Второй этап деформаций связан с нарастанием складкообразующих усилий, приведших к ламинарному течению вещества в ядерных частях антиклиналей при почти полном его отсутствии в синклиналях [3]. В результате синклинали приобрели коробчатый или корытообразный профиль, а антиклинали – тесно сжатый, килевидный, изоклиальный. Такой структурный парагенез получил развитие на юге региона. В центральной части Мамско-Бодайбинской зоны преобладали сдвиговые деформации с

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

комплексом кулисно расположенных межразломных запрокинутых складок [2], а на севере – надвиговые структуры с запрокинутыми до лежащих складками, субпараллельными надвигам (рисунок). Такая закономерность отражает, по-видимому, направление действия сжимающих усилий с севера на юг. Деформации отразились и на конседиментационных структурных элементах. Поперечные размеры рифтогенных впадин и разделяющих их поднятий ранней стадии растяжения (см. статью автора в настоящем сборнике) под влиянием сжимающих усилий сокращаются, сами структуры запрокидываются по направлению сжатия. Только на самом юге региона сохраняются структуры с крутыми или вертикальными осевыми поверхностями, тогда как в центральной части региона и особенно на его севере они сильно запрокинуты на юг, сжаты.

Основная разрядка напряжений привела к кардинальной перестройке структурного плана в третий этап складчатых деформаций. Он проявился в интенсивном дроблении фундамента рифейских отложений и перемещении его блоков в южном направлении по разломам сопряженной системы скальвания северо-восточного простирания на западе [5,6] и северо-западного простирания – на востоке. Современный структурный план складчатой зоны в основных своих чертах оформился в этот этап. В результате наложенных изгибов при перемещениях по разломам структуры предшествующих этапов приобрели в плане линейно-дугообразную форму. Особенностью деформаций данного этапа явилось то, что в них вовлеклись не горизонтально лежащие, а уже смятые в складки и разбитые разломами образования. Первичные складчато-разрывные дислокации Мамско-Бодайбинской зоны испытали развороты, перемещения и растяжения по направлению движений крыльев разломов в дорифейском фундаменте. Наложённые структуры возникли в результате изгибания осевых поверхностей линейных складок и плоскостей разломов при переходе от субширотных «бодайбинских» простираний к юго-западному «мамскому» [4–6] и соответственно к юго-восточному «нечерскому».

В результате были сформированы наложенные структуры с крутонаклоненными шарнирами, различные син- и антиформные, флексурные складки, складки весьма сложного морфологического облика. В этот этап сформировался особый структурный парагенез, включающий складки волочения, приразломные складки, вторичный наложенный кливаж, будинаж-структуры и т.п.; «а» – линейность первичных складок сменилась «b» – линейностью, ориентированной по направлению течения материала. Структура мамской части складчатой зоны значительно усложнилась. Сдвигание в условиях сжатия привело также к формированию крупных антиклинорного типа структур висячих крыльях сдвиговых зон, в ядерных частях которых вскрывается дорифейский фундамент. На западном фланге Байкало-Патомского складчатого пояса это Тонодский, Чуйский, Кутимский (Укучиктинский) антиклинории, образующие кулисный ряд, и Нечерский (Лондорский) антиклинорий – на его восточном фланге.

В бодайбинской части зоны структурные изменения третьего этапа от-

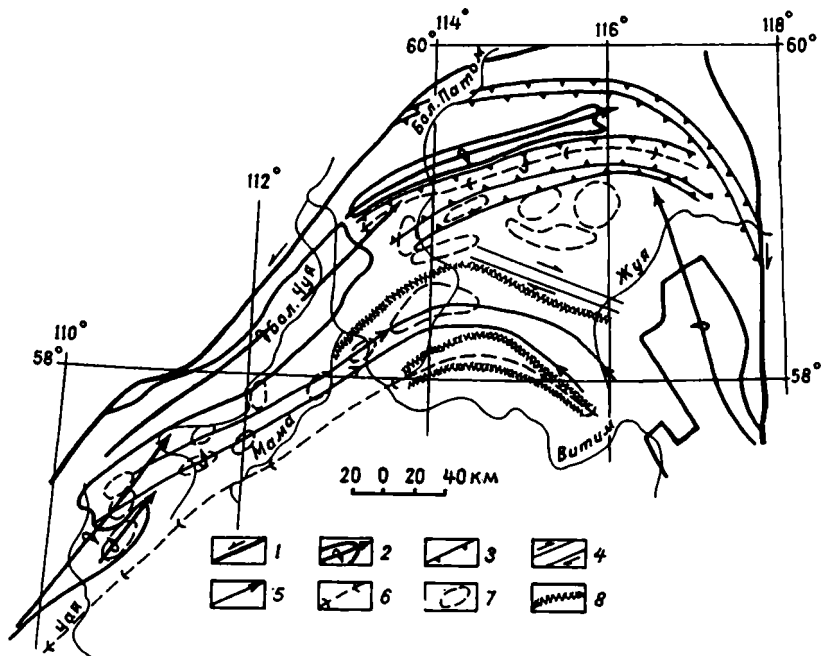


Схема расположения основных структурных элементов Байкало-Патомского складчатого пояса

1 – сдвиговые зоны, ограничивающие Байкало-Патомский складчатый пояс; 2 – присдвиговые антиклинали с выходами дорифейского фундамента; 3–8 – структурные элементы Мамско-Бодайбинской складчатой зоны: 3 – надвиги, 4 – сдвиги, 5 – антиклинали (межрифтовые перемычки), 6 – синклинали (рифтогенные трюги), 7 – гранито-гнейсовые купола, 8 – зоны расщепления и ламинарного течения в ядрах осложняющих антиклиналей

разились в меньшей степени. Они привели к обособлению Олонгринского и Жуинского блоков на восточном фланге, разделению единого ранее Бодайбинского блока фундамента на Западно-Бодайбинский и Восточно-Бодайбинский блоки, наклоненные навстречу друг другу. Линия, разделяющая эти блоки, получила название оси структурной и метаморфической депрессий. Она носит неровный изломанный характер; на верхнем структурном уровне отражается в виде зон трещиноватости субмеридионального простирания, сгруппированных в пучки протяженностью в первые десятки километров.

Дальнейшее усложнение структуры зоны произошло в четвертый этап. Областью его наивысшего проявления явилась Мамская кристаллическая полоса (восточные) пологие крылья Тонодского, Чуйского, Кутимского антиклинорий (и западное) также (пологое) крыло Нечерского антиклинория. Деформации осуществлялись под влиянием диапиризма раздробленных в зонах разломов, насыщенных летучими и разогретых, мобили-

зованных под влиянием тектонических напряжений инфракрустальных образований дорифейского фундамента. На перекрывающие отложения гнейсо-граниты воздействовали механически, термически, химически. Насыщенный летучими гранитоидный материал вел себя подобно диапирам соли, поднимаясь «струями», «пластинами», «куполами», раздавливая перекрывающие отложения и выжимая их в стороны с формированием сложной дисгармоничной складчатости, наложенной на ранее существовавшие структуры. Гранито-гнейсовые купола, валы, пластины, гребни и т.п. формы резко выделяются по типу дислокаций от обрамляющих и вмещающих складок, что обусловлено особыми условиями их становления. Докупольные структуры были преимущественно линейными, изоклиналильными. По мере развития гранито-гнейсового диапиризма они значительно усложнялись наложенными структурами, крупными и мелкими, иногда поперечными или диагональными структурными элементами. Гранито-гнейсовые структуры деформируют линейную складчатость предшествующих этапов, обрамляются орнаментом сравнительно небольших дисгармоничных складок и подчеркиваются изоградами метафоризма. Дисгармоничные складки верхнего структурного уровня как бы облекают ядерные части гранито-гнейсовых структур. Морфологические особенности собственно гранито-гнейсовых структур, асимметрия куполов, наличие различных осложнений предопределялись, очевидно, особенностями сложной предкупольной структуры как фундамента, так и перекрывающих отложений. Выдавливание гранито-гнейсов вело к дополнительному деформированию уже смятой толщи с формированием сложной многопорядковой дисгармоничной складчатости. Громадное количество тепла и вещества, основными поставщиками и переносчиками которых являлись горячие трансмагматические растворы, затрачивалось на метаморфизм и гранитизацию вмещающих пород. Секущее положение изоград метаморфизма по отношению к слоистости, сланцеватости осадочных пород свидетельствует о проявлении метаморфических преобразований в заключительные фазы структурной перестройки данного этапа. Под влиянием тектонических напряжений диапирирующие гранитоиды деформировались вязко и вязкопластически, при этом шлиры, ксенолиты и вновь возникающие минералы располагались согласно направлению течения.

Причина всех деформационных перестроек в Мамско-Бодайбинской складчатой зоне, видимо, единая. Решающую роль в формировании складчатой структуры зоны сыграло тангенциальное сжатие, направленное субмеридионально. В начальные этапы деформации протекали при высокой пластичности пород верхнего структурного этажа. В это время формировались линейные складки значительной протяженности и система сколов широтного и северо-западного простираний с тупым углом скалывания. В последующем структура Мамско-Бодайбинской зоны усложнялась диагонально-сдвиговыми формами по системе сколов с острым углом скалывания, а также за счёт гранито-гнейсового диапиризма. Области структурной перестройки сопровождалась повышенным мета-

морфизмом пород. Эффект подобного наложения связан с тем, что тангенциальные усилия оказались направленными не перпендикулярно к боковым границам области складкообразования, а под некоторым углом. Это создало ситуацию, при которой действовали как нормальные сжимающие, так и касательные составляющие тектонических сил [1]. Наиболее вероятная причина всех прошедших деформаций – смещение к югу жесткого блока Сибирской платформы.

Литература

1. Ержанов Ж, Егоров А.К., Гарагаш И.А., Исакабаев А., Коксалов К. Теория складкообразования в земной коре. М.: Наука, 1975. 238с.
2. Синцов А.В. Роль Кадали-Сухоложского разлома в размещении золотого орудения (Ленский золотоносный район)//ДАН СССР. 1974. Т.218, №4. С.916–918.
3. Синцов А.В. Механизм формирования линейных складок Бодайбинского внутреннего прогиба // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск : Наука, 1977. С.15–22.
4. Синцов А.В. Кинематические формирования структуры Бодайбинского внутреннего прогиба // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С.88–94.
5. Флаас А.С. Наложенные деформации и морфология мамских структур (Северо-Байкальское нагорье) // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 6, ч.1. Чита: Изд-во Забайк. фил. ВГО. 1969. С. 121–176.
6. Флаас А.С. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии // Геотектоника, 1971. №6. С.58–65.

**Е.В.Скляров¹, А.М.Мазукабзов, Д.П.Гладкочуб, Т.В.Донская,
К.М.Константинов, Ю.В.Меньшагин, А.М.Станевич**

Эволюция южной краевой части Сибирского кратона: новые подходы и новые проблемы

Необходимость пересмотра многих устоявшихся представлений об особенностях докембрийской эволюции южной части Сибирского кратона определяется несколькими причинами, основными из которых являются: (а) смена геологической парадигмы и соответственный пересмотр условий образования различных геологических комплексов; (б) очень слабая геохронологическая привязка многих докембрийских событий в рассматриваемом регионе; (в) появление новых геологических и геохронологических данных за последние 5-10 лет. Среди широкого спектра проблем можно выделить следующие, имеющие важное значение не только в региональном аспекте.

1. **Проблема раннего докембрия.** В многочисленных корреляционных схемах (например, [1]) архейские комплексы выделяются в пределах Шарьжалгайского выступа, так называемых глыб (Бирюсинская, Канская и др.) и метаморфических поясов (Слюдянский, Ольхонский и др.). Основными возрастными критериями являются высокая степень метамор-

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

физма и геологические соотношения при крайне слабом геохронологическом обосновании. В настоящее время для метаморфических поясов обоснован нижнепалеозойский возраст гранулитового метаморфизма (см. ниже). В пределах глыб также отсутствуют валидные изотопные данные, подтверждающие архейский возраст. Более того, после публикации [2] даже для Шырыжалгайского выступа ставится под сомнение широкое распространение архейских образований. Полученные данные для Арбанского массива из Онотского грабена (2,5 млрд лет по цирконам, SHRIMP, [3]) и для двуполевошпатовых гранитов китойского блока (2,4-2,5 млрд лет, U-Pb по цирконам, неопубликованные авторские данные) позволяют более обосновано говорить о мощном этапе тектогенеза на рубеже архея и протерозоя (2,5 млрд лет) с переработкой субстрата, имеющего возраст 2,7-2,8 млрд лет. В то же время конец нижнего протерозоя (1850-1950 млн лет) можно рассматривать как основной этап становления континентальной коры в краевой части кратона. Это в определенной мере подтверждается данными о времени формирования постколлизийных гранитов рапакиви, картируемых практически по всему обнаженному периметру фундамента. В докладе обсуждаются возможные причины лучшей сохранности древних значений возраста в пределах развития супраконтинентальных образований.

2. Позднепротерозойские рои базитовых даек как индикаторы раскола суперконтинента. В пределах Шырыжалгайского выступа и на западном побережье Байкала широко развиты дайки основного состава, на некоторых участках объединяющиеся в рои. Возраст их считается верхнедокембрийским на основании единичных K-Ar и Rb-Sr датировок, корректность которых вызывает серьезные сомнения. По составу дайки относятся к субщелочной и толеитовой сериям, по характеру проявления и особенностям своего состава могут рассматриваться как индикаторы стадий продвинутого рифтогенеза, предшествующего раскрытию Палеоазиатского океана [4]. Возраст даек составляет $886,2 \pm 3,0$ млн лет (Ar-Ar по плагиоклазу, [5]). Большинство офиолитов и островодужных комплексов этого сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса имеют венд-нижнепалеозойский возраст, что не противоречит выдвинутому выше предположению. В то же время, в юго-восточном Саяне присутствуют надсубдукционные офиолиты с возрастом 1 млрд лет (U-Pb по цирконам из офиолитовых плагиогранитов, неопубликованные авторские данные), что ставит вопрос о существенной упрощенности авторских представлений.

3. Позднепротерозойские терригенно-карбонатные отложения как индикаторы пассивной окраины Атлантического типа. Эти отложения, относимые к патомской и байкальской сериям, а также аналогам последней распространены к северо-востоку и северо-западу от южной оконечности выступа кратона. При отсутствии четкой геохронологической привязки возрастной интервал осадконакопления принимается как 850-650 млн лет [6]. Если гипотеза о времени раскрытия Палеоазиатского океана верна, то рассматриваемые осадочные толщи фиксируют этап рас-

крытия океанического пространства при отсутствии активного взаимодействия между океанической и континентальной плитами. Отсутствие рассматриваемых толщ на значительном пространственном интервале можно объяснить более поздними тектоническими процессами. Однако возможно и альтернативное объяснение. Если предположить, что терригенно-карбонатные толщи Ольхонской, Слюдянской и Китойкинской зоны, метаморфизованные в нижнем палеозое (см. следующий пункт), являются метаморфизованными аналогами байкальской и патомской серий, то тогда шельфовые отложения трассируются практически вдоль всего южного края Сибирского кратона.

4. Раннепалеозойский коллизионный метаморфизм. К самой южной части Сибирского кратона примыкают метаморфические пояса, традиционно рассматриваемые в качестве раннедокембрийских. Корректное датирование процессов высокоградного метаморфизма и синметаморфического магматизма показало очень близкий возраст кульминационных событий для Ольхонского (485 ± 5 млн лет. [7]), Слюдянского (481 ± 5 млн лет, [8]) поясов и Китойкинской зоны ($473,8 \pm 3,2$ млн лет, [9]). Синхронность метаморфических событий, наряду с общими особенностями литологического состава и метаморфизма, позволяют рассматривать вышеупомянутые пояса в качестве фрагментов единого Прибайкальского метаморфического пояса, формирование которого обусловлено раннепалеозойскими коллизионными процессами в краевой части кратона. Парадоксальным является то, что область максимального проявления коллизионных процессов, примыкающая к южной части выступа, контактирует с фундаментом кратона, в котором абсолютно отсутствуют следы нижнепалеозойского температурного воздействия. Возможное объяснение этого парадокса заключается в том, что на момент коллизии Слюдянская зона и Шарькалгайский выступ фундамента были пространственно разобщены, а позднее породные комплексы разделяющего блока были тектонически «выжаты» к северо-западу в процессе смещений вдоль сдвиговой зоны Главного Саянского разлома.

В целом же, вытекающая из пунктов 2-4 картина (рифейский раскол суперконтинента и зарождение Палеоазиатского океана – позднерифейская атлантическая стадия эволюции палеоокеана с развитием пассивных континентальных окраин – венд-кембрийская тихоокеанская стадия эволюции палеоокеана с формированием островных дуг и задуговых бассейнов – ордовикское закрытие палеоокеана и формирование мощной коллизионной зоны вдоль южного фланга Сибирского кратона) выглядит слишком красивой, чтобы оказаться правдивой.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проекты №№98-05-65105, 99-05-64892, 00-15-98576.

Литература

1. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область) / В.Г. Беличенко, А.П. Шмотов, А.И. Сезько и др. Новосибирск: Наука, 1988. 161 с.
2. Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R. et al. Timing of Early Proterozoic collisional and

- extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, lake Baikal, USSR: A U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // *J. Geology*. 1991. V. 99. P. 851-861.
3. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Ватанабе Т., Фаннинг М.К., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Ота Т. Архейские супракратальные образования Шарыжалгайского выступа: тектонические следствия // *ДАН*. 2000 (в печати).
 4. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Константинов К.М. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родиния // *Геотектоника*. 2000 (в печати).
 5. Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Пономарчук В.А. Неопротерозойские дайковые рои Шарыжалгайского выступа – индикаторы раскрытия Палео-азиатского океана // *ДАН*. 2000 (в печати).
 6. Хоментовский В.В., Наговицин К.Е. Неопротерозойские комплексы западной части Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39, № 10. С. 1365-1377.
 7. Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // *Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей*. Л.: Наука, 1990. С. 170-183.
 8. Sahnikova E.V., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Reznitsky L.Z., Vasilyev E.P. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, Eastern Siberia. // *Gondwana Res.* 1998. V. 1, № 2. P. 195-205
 9. Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // *ДАН*. 2000 (в печати).

В.В.Славинский¹

Надвиг коры по данным термобарометрии ксенолитов мантийных пород

Наиболее древний Re-Os модельный возраст ксенолитов мантийных перидотитов, называемый далее Re-Os возрастом континентальной литосферной мантии, отвечает времени последнего тектонотермохимического события, охватившего всю литосферу от подошвы до кровли, которая затем была прорвана кимберлитовыми и базальтовыми магмами с этими ксенолитами. Он показывает не время образования литосферы, а продолжительность ее изоляции от подлитосферных воздействий, более обширных и длительных, чем плумовые. При тектонотермохимическом событии за счет метасоматизма уменьшаются не только Re-Os возраст литосферной мантии, но и степень истощения ее водой и несовместимыми элементами. Это видно на примерах увеличения железистости оливинов при том же модальном содержании их в мантийных перидотитах, концентраций Fe, Ca и Y в Cr-пироповых ксенокристаллах [1], радиогенной теплогенерации литосферной мантии и, как будет показано ниже, перекрывающей ее коры. В результате, чем моложе континентальная литосферная мантия, т.е., чем больше тектонотермохимических событий литосферного масштаба было в ее истории, тем она сильнее утонена конвективной эрозией и тем ближе по составу и мощности к океанической литосферной мантии.

Re-Os возраст литосферной мантии примерно равен возрасту наиболее теплогенерирующей (верхней) части вышележащей коры или значительно древнее ее. Возрастное соответствие означает, что верхняя кора перераба-

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

тывалась вместе с остальной литосферой как единое целое со времени образования литосферы. Вследствие этого, тепловой поток, генерируемый изотопами U, Th и K в коре и называемый далее коровым, отвечает Re-Os возрасту литосферной мантии. В противном случае верхняя кора была термохимически переработана большее число раз, чем подстилающая ее часть литосферы. Так может быть только благодаря надвигу верхней коры на менее переработанные и потому более истощенные теплогенерирующими элементами нижнюю кору и литосферную мантию. Надвинутая кора создает больший коровый тепловой поток, чем кора того же, что и литосферная мантия, возраста. Приведенные ниже значения корового теплового потока рассчитаны путем подбора такой средней теплогенерации коры в уравнении стационарной кондуктивной геотермы литосферы, при которой оно наилучшим образом аппроксимирует температуры и давления равновесий низкотемпературных ксенолитов мантийных перидотитов и пироксенитов в кимберлитах и базальтах.

В центральной части южноафриканского архейского Каапваальского кратона, в районе позднемеловых кимберлитовых трубок Кимберли, Re-Os возраст литосферной мантии (3,5 млрд лет [2]) в целом согласуется с возрастом верхней коры [2], поэтому там в позднемеловое время был обычный для архейской коры коровый тепловой поток ($24,5 \text{ мВт/м}^2$), который с тех пор изменился очень мало. Напротив, в Северном Лесото, где породы террейна Тугела позднепротерозойского (1,0–1,2 млрд лет) подвижного пояса Намаква-Натал надвинуты в конце гренвиллской складчатости на архейские кору и мантию южной окраины Каапваальского кратона [3], позднемеловой коровый тепловой поток гораздо выше (47 мВт/м^2) и не отличается от современного, оцененного по измерениям в скважинах [4]. Надвиг коры пояса Намаква-Натал на нижнюю кору и раннепротерозойскую (2,1 млрд. лет [5]) литосферную мантию привел к повышению коровому тепловому потоку (42 мВт/м^2) в кимберлитовой провинции Гибен, Намибия, в позднем мелу.

Кора раннепротерозойского (2,0–2,2 млрд лет) пояса Хейс-Магонди надвинута в районе алмазоносных кимберлитовых трубок Орапа и Летлахакане на центральную часть архейского кратона Калахари, включающего кратоны Каапваальский и Зимбабве, а в районе алмазоносной трубки Финш – на юго-западную окраину Каапваальского кратона. В соответствии с возрастом надвинутой коры в обоих местах коровый тепловой поток (27 мВт/м^2) выше определяемого архейской корой в Кимберли, но ниже задаваемого позднепротерозойской верхней корой в Северном Лесото. В районах четвертичных вулканов Лабаит и Лашейн, Танзания, кора Мозамбикского подвижного пояса (0,7–0,5 млрд лет) надвинута на нижнюю кору и позднеархейскую (2,8 млрд. лет [6]) литосферную мантию восточной окраины Танзанийского кратона и современный коровый тепловой поток достигает там, соответственно, 59 и 53 мВт/м^2 .

Согласно термобарометрии ксенолитов, в районе алмазоносной кимберлитовой трубки Слоун-2 в штате Колорадо, США, из-за надвига коры

подвижного пояса Центральных Равнин (1,6–1,8 млрд лет) на породы архейского кратона Вайоминг коровый тепловой поток составлял 40 мВт/м^2 в раннем девоне. В подвижном поясе Транс-Хадсон (1,8–2,0 млрд лет) коровый тепловой поток ниже (35 мВт/м^2), что и следует ожидать для более древней коры. Он определен по термобарометрии ксенолитов перидотитов из эоценовых кимберлитовых трубок Уилльямс в штате Монтана, США. Re-Os модельный возраст одного из таких ксенолитов достигает 2,3 млрд лет [7]. На юго-востоке Австралии, восточнее горы Шадуэлли, на нижней коре и позднепротерозойскую (0,9 млрд. лет [8]) литосферную мантию надвинута кора палеозойского Тасманского пояса. Поскольку Тасманский пояс моложе Мозамбикского, коровый тепловой поток на юго-востоке Австралии (66 мВт/м^2) выше, чем на восточной окраине Танзанийского кратона.

Серия тектонотермохимических событий не только последовательно обогащает литосферную мантию несовместимыми элементами, но и утоняет ее. По термобарометрии ксенолитов литосфера с мантией раннеархейского (Каапваальский кратон), позднеархейского (восточная окраина Танзанийского кратона) – раннепротерозойского (кимберлитовая провинция Гибсон, район трубок Уилльямс) и позднепротерозойского (в Юго-Восточной Австралии) Re-Os возрастов имеет мощности, равные, соответственно, 230–270, 160–180 и 90 км. Подобное утонение литосферной мантии с уменьшением Re-Os возраста было возможно только при понижении ее вязкости за счет привноса воды, так что неоднократные термохимическая переработка и конвективная эрозия литосферы происходили, скорее всего, в обстановке активной окраины андского типа. При этом вода и теплогенерирующие элементы были привнесены флюидами и расплавами в континентальные литосферную мантию и кору из субдуцированной океанической коры.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 00-05-64130).

Литература

1. Griffin W.L., Fisher N.I., Friedman J., Ryan C.G., O'Reilly S.Y. Cr-Pyropе garnets in the lithospheric mantle. I: Compositional systematics and relations to tectonic setting // *J. Petrol.* 1999. V.40, № 5. P.679–704.
2. Pearson D.G., Carlson R.W., Shirey S.B., Boyd F.R., Nixon P.H. Stabilization of Archaean lithospheric mantle: A Re-Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V.134, № 3/4. P.341–357.
3. Jacobs J., Thomas R.J., Weber K. Accretion and indentation tectonics at the southern edge of the Kaapvaal craton during the Kibaran (Grenville) orogeny // *Geology.* 1993. V.21, № 3. P.203–206.
4. Jones M.Q.W. Heat flow anomaly in Lesotho: Implications for the southern boundary of the Kaapvaal craton // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V.19, № 20. P.2031–2034.
5. Hoal B.G., Hoal K.E.O., Boyd F.R., Pearson D.G. Age constraints on crustal and mantle lithosphere beneath the Gibeon kimberlite field, Namibia // *S. Afr. J. Geol.* 1995. V.98, № 2. P.112–118.
6. Chesley J.T., Rudnick R.L., Lee C.-T. Re-Os systematics of mantle xenoliths from the East African Rift: Age, structure, and history of the Tanzanian craton // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V.63, № 7/8. P.1203–1217.
7. Irving A.J., Carlson R.W., Hearn B.C. Differentiation history of lithospheric mantle: Os, Sr, Nd and Pb isotopic evidence from garnet peridotite xenoliths, Williams kimberlite, Montana // *EOS.* 1993. V.74, № 16. P.320.
8. McBride J.S., Lambert D.D., Greig A., Nicholls I.A. Multistage evolution of Australian subcontinental mantle: Re-Os isotopic constraints from Victorian mantle xenoliths. // *Geology.* 1996. V.24, № 7. P.631–634.

Основные черты структуры Центрально-Азиатского палеозойского орогенического пояса

Составление литолого-палеогеографических карт Центральной Евразии и построение палинспастических реконструкций потребовали анализа тектонической структуры региона с позиций плейттектоники. Составлена карта сутур, при работе над которой мы столкнулись с не разработанным вопросом о структурно-геологических характеристиках сутур. Многократные обсуждения и литературная проработка вопроса [1, 2] привели нас к выводу, что в качестве сутур следует изображать на картах швы в основании аккреционных призм. Последние в современной тектонической структуре осложнены коллизионными деформациями, т.е. имеют характер аккреционно-шарьяжных зон. В таких зонах совмещены тектонические комплексы, первоначально удаленные друг от друга (континентальные и океанические, шельфовые и глубоководные). В них также сочетаются деформационные структуры разного типа: шарьяжные пластины и блоки, двигавшиеся в нелитифицированных осадках, с надвиговыми и сдвиговыми структурами, сопровождающимися интенсивным динамометаморфизмом. Для главных тектонических шовных зон определен возраст их формирования по соотношению деформированных и недеформированных геологических тел. В орогенических поясах аккреционно-шарьяжные зоны сопряжены со связанными с ними единством тектонической истории окраинно-континентальными структурами, сохранившими в той или иной степени свой первичный облик (пассивные и активные окраины, островные дуги и пр.). Вместе они образуют орогенические пояса второго порядка. Между такими поясами заключены микроконтинентальные массивы.

В структуре региона выделяются следующие пояса и массивы (с запада на восток):

1. Уральско-Южно-Тяньшанский пояс отделяет Восточно-Европейский кратон от Казахстанско-Северо-Тяньшанского палеозойского континента, а последний – от Таримского. В его пределах выделяются две главные аккреционно-шарьяжные зоны: Сакмарско-Кракинская (вместе с Уралтау) на западе и Зауральско-Атбашинская на востоке. На Урале между этими зонами располагаются Тагило-Магнитогорская островодужная система и Восточно-Уральский микроконтинент (вероятно аккреционный). К югу от Мугоджар структуры Урала ограничены системой трансформных и сдви-

¹ I. Геологическая компания ЮГГЕО, Алматы, Казахстан.

² Институт минеральных ресурсов Узбекистана, Ташкент, Узбекистан.

³ Институт Геологии АН Киргизии, Бишкек, Киргизия.

⁴ Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН, Уфа, Россия.

⁵ ИМП Геологического управления СУАР, Урумчи, Китай.

⁶ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия.

говых разломов и в Южный Тяньшань и далее в Синьцзян прослеживается лишь одна Зауральско-Атбашинская аккреционно-шарьяжная зона. К югу от нее протягиваются складчато-надвиговые пояса окраин Алайского микроконтинента и Тарима. К Уральскому орогену относится также Валериановская окраинно-континентальная вулcano-плутоническая структура. Она находится в зоне структур восточной вергентности Уральского орогена, имеющих коллизионную природу. Но эти структуры наложены на более ранние структуры западной вергентности, вероятно, субдукционного происхождения (Урсейс-95). К северу от аккреционно-шарьяжной зоны в Узбекистане и Киргизии располагаются окраинно-континентальные вулcano-плутонические пояса, в Синьцзяне – вулканические островные дуги, разделяющие Тяньшанский и Джунгарский орогены.

2. Тургайско-Срединно-Тяньшанский докембрийский микроконтинент с хорошо сохранившимся рифейско-палеозойским осадочным платформенным чехлом, в котором отмечаются признаки рифейских и палеозойских рифтов и рифейского окраинного вулканического пояса. В хр. М.Каратау к микроконтиненту приречен по Главному Каратаускому сдвигу террейн-обломко платформы Янцзы. Сдвиг является частью трансрегионального сдвигового шва, образованного на месте древнего трансформного разлома.

3. Кокчетавско-Северо-Тяньшанский орогенический пояс включает отдельные террейны, сложенные разнородными толщами докембрия (Кокчетавский, Чуйский, Кендыктасский, Иссыкульский), чередующимися с фрагментами океанических и островодужных комплексов нижнего палеозоя. Встречаются тела субдукционных эклогитов кембрийского возраста. Широко распространены коллизионные гранодиорит-гранитовые плутоны средне-позднеордовикского возраста. Приречение пояса к Тургайско-Срединно-Тяньшанскому микроконтиненту произошло в раннем ордовике.

4. Степняк-Бетпақдалинский пояс представляет собой аккреционно-шарьяжную зону, сопряженную с нижнепалеозойской островодужной вулcano-плутонической структурой. Аккреционно-шарьяжная зона сложена флишево-олистостромовым комплексом с крупными пластинами океанических (базальтовых и яшмовых) островодужных толщ, гипербазитов, фрагментов фундамента и чехла древнего континента. С востока Степняк-Бетпақдалинский пояс ограничен трансформным швом, отделяющим его от Балхашского микроконтинента, Бошекуль-Чингизского и Джунгаро-Балхашского поясов.

5. Бошекуль-Чингизский пояс состоит из осевой аккреционно-шарьяжной зоны такой же как в Степняк-Бетпақдалинском поясе и двух вулканических островодужных зон. Северная из зон имеет возраст от среднего кембрия до позднего ордовика, южная – ордовикский. Время орогенеза – силур, о чем свидетельствуют олистостромовые комплексы и гранитные плутоны.

6. Балхашский микроконтинентальный массив граничит на севере и северо-востоке с Джунгаро-Балхашским поясом, на западе и юге – со Степ-

няк-Бетпакадалинским. Фундамент массива сложен дорифейским гранито-гнейсовым комплексом. Он перекрыт рифейско-нижнепалеозойским преимущественно карбонатным чехлом, в котором выделяются углеродистые и щелочно-базальтовые рифейско-ордовикские толщи Текелийского рифта. На северо-западе распространены порфириды рифейского вулканоплутонического пояса. В фундаменте развиты гранито-гнейсовые купола того же возраста.

7. Вышеописанные микроконтиненты и нижнепалеозойские пояса в силу образуют единый Казахстанско-Северо-Тяньшанский аккреционный континент. В девоне на его окраине возник вулканоплутонический пояс, изогнутый в виде двойного полукольца по форме континентального массива.

8. Джунгаро-Балхашский пояс включает структуры Джунгаро-Балхашской области Казахстана и обрамления Джунгарской впадины в Синцзяне. Он рассечен на три сегмента двумя правосторонними сдвигами северо-западного простирания - Центрально-Казахстанским и Главным Джунгарским с амплитудами смещения до первых сотен километров. Сдвиги развились на месте трансформных разломов. Для всех сегментов характерны аккреционно-шарьяжные зоны и окраинные вулканоплутонические структуры. Возраст их омолаживается от сегмента к сегменту с северо-запада на юго-восток от раннего девона до позднего карбона. Внутренние зоны Джунгаро-Балхашского орогена сложены толщами глубоководных впадин задуговых бассейнов на западе и океаническими - на востоке. Дискуссионен вопрос о существовании в фундаменте Джунгарской впадины древнего микроконтинентального массива. Офиолиты и энсиматические островные дуги (Богдошанская и др.) в обрамлении впадины указывают на присутствие океанической коры. Поэтому мы предполагаем существование лишь небольшого микроконтинента (террейна) у северо-восточной окраины пояса.

9. Осевая структура Обь-Зайсанского орогенического пояса - Чарско-Горностаевская девонско-среднекарбонная аккреционно-шарьяжная зона. На севере под чехлом Западно-Сибирской плиты она делится на две ветви, огибающие с востока и юго-запада Нюрольский массив. Каждая из ветвей сопровождается вулканической островодужной зоной, восточная - Томь-Колыванской, юго-западная - Жарма-Саурской. Таким образом, активными являлись окраины как Сибирского, так и Казахстанского континентов. Фрагменты пассивной окраины Восточно-Калбинской зоны, вероятно, представляют собой террейн, включенный в состав орогенического пояса в результате крупномасштабных сдвиговых перемещений по Иртышской зоне. На юго-востоке Чарско-Горностаевская зона срезается Иртышской зоной смятия, однако Жарма-Саурская зона находит свое продолжение в Южно-Барунхурайской зоне Монголии.

10. В Обь-Зайсанском поясе выделяются Салаирская и Кузнецкая аккреционно-шарьяжные зоны раннесреднеордовикского и раннекембрийского возраста. Восточнее находится Ануйско-Чуйская зона, образованная

на месте задугового бассейна Обь-Зайсанского океана. Аккреционные призмы перекрыты девонским окраинно-континентальным вулканическим поясом и осложнены системой верхнепалеозойско-мезозойских шарьяжей, по которым Салаир и Кузбасс надвинуты на восток.

В целом в Центрально-Азиатском орогеническом поясе характерные элементы типичных орогенических поясов (передовые прогибы, складчато-надвиговые пояса, метаморфические ядра, микроконтинентальные массивы, вулканические окраинно-континентальные структуры) неоднократно повторяются в поперечном сечении. При этом в структуре пояса очень существенна роль крупных сдвиговых зон, дугообразно изогнутых в плане. Решающая роль в формировании такой структуры пояса очевидно принадлежит вращательным движениям литосферных плит и их фрагментов, что подтверждается палинспастическими реконструкциями.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., «Наука», 1993, 191 с.
2. Moores E.M., Twiss R.J. Tectonics. Now York, 1995, 415 s.

В.А. Снежко¹, Ю.Я. Потапенко²

Особенности состава протерозойских вулканитов Хасаутского синклиниория Северного Кавказа и условия их формирования

В доальпийском фундаменте Большого Кавказа выделяется несколько тектонических зон (с юга на север): горст-антиклинорий Главного хребта, грабен-синклинорий Передового хребта, Бечасынский антиклинорий и Хасаутский синклинорий. Протерозойские вулканиты достоверно установлены в только в Хасаутском синклинории в составе одноименной серии [1,6]. Основное поле их развития расположено к северу от крупной интрузии палеозойских гранитов по долинам рек Малка и Мушт. Некоторые аспекты их стратиграфии и магматизма рассмотрены ранее в работах [1–3,6].

Хасаутская серия подразделяется (снизу вверх) на муштинскую, малкинскую и шиджатмазскую свиты. Региональный метаморфизм пород серии соответствует фации зеленых сланцев. Нижняя часть (муштинская свита и часть малкинской) испытала контактовое воздействие со стороны прорывающих их палеозойских гранитов.

Вулканиты содержатся в двух нижних свитах, тогда как шиджатмазская свита представлена флишоидным чередованием вулканокластических метапсаммитов и метапелитов.

¹ Федеральное Государственное унитарное предприятие (ФГУП) «Кавказгелсьемка» МПР. Ессентуки, Россия.

² Федеральное Государственное унитарное предприятие (ФГУП) «Севкавгеология» МПР. Ессентуки, Россия.

В составе муштинской свиты (мощностью до 570 м) преобладают биотит-кварцевые, биотит-альбит-кварцевые сланцы, обнажающиеся в ядре антиклинальной складки близ северного контакта интрузии гранитов и испытавшие контактовый метаморфизм. Средняя часть разреза представлена толщей (110 м) порфириидов. Они сложены преимущественно кварцем, плагиоклазом, биотитом и амфиболом, с реликтами вкрапленников плагиоклаза.

Малкинская свита характеризуется сложным сочетанием пород вулканического и осадочного происхождения и расчленяется [2] на три подсвиты. В нижней подсвите залегает вулканогенная толща (115–180 м), представленная кварцевыми амфиболитами, роговообманковыми и хлоритовыми сланцами с прослоями слюдяных парасланцев. Амфиболиты, роговообманковые и хлоритовые сланцы сложены главным образом амфиболом и хлоритом, присутствуют также альбит, кварц, эпидот, магнетит. В отдельных, наиболее мощных прослоях устанавливаются реликты порфировой, диабазовой и обломочных структур, что позволяет считать исходными породами амфибололитов и сланцев лавы и туфы основного и, частично, среднего состава. В средней подсвите нижняя толща состоит из мелко-, средне- и крупнообломочных туфов смешанного состава, порфириидов среднего состава, порфиритов и метадиабазов. Лавы и туфы имеют типичный минеральный состав зеленокаменных пород. Туфы прорваны пластовыми гипабиссальными интрузиями плагиогранит-порфиров (хасаутский комплекс). Верхняя толща сложена преимущественно порфиритоидами, агломератовыми туфами, метаконгломератами с галькой вышеотмеченных плагиогранит-порфиров и метасадочными породами. Минеральный состав туфов и порфиритоидов такой: альбит, хлорит, эпидот, кварц, биотит. Общая мощность малкинской свиты около 1100 м.

Анализ детальной геологической карты масштаба 1:25 000 [2] позволил реконструировать субаквальную обстановку терригенного осадконакопления и вулканизма. Возникшие на заключительном этапе вулканические постройки могли образовать небольшие острова, подвергавшиеся размыву и окруженные шлейфом вулканомиктовых конгломератов.

Вулканические породы протерозойского комплекса Бечасынской зоны являются известковисто-щелочными и щелочными натриевого ряда. Некоторые особенности их химизма изложены в работах [2,3], химические анализы из которых, совместно с новыми данными авторов, использованы для петрохимической характеристики пород с целью выяснения геодинамической обстановки их формирования.

Характерно расположение фигуративных точек проанализированных пород на диаграмме AFM. Большинство их находится ниже разграничительной линии толеитовой и известково-щелочной серий, за исключением плагиогранит-порфиров и связанных с ними диабазов, которые ложатся в поле толеитовых пород. Тренд дифференциации порфириидов муштинской свиты характеризуется слабым накоплением железа. Располагающиеся выше по разрезу базальтоиды низов малкинской свиты на этой

же диаграмме занимают положение вблизи поля океанических базальтов и, частично, внутри его. Вулканыты верхней пачки свиты образуют рассеянный рой, частично перекрывающийся вышеперечисленными породами. Для пород нижней толщи средней подсвиты отмечается более высокое относительное содержание щелочей и низкое MgO. Рядом, но выше разграничительной линии серий, из-за еще более низкого содержания магния, располагаются плагиогранит-порфиры, имеющие, предположительно, генетическую связь с вулканитами этой толщи [1].

На диаграмме $MgO-(FeO+Fe_2O_3)-Al_2O_3$ (по Дж. Пирсу) фигуративные точки порфириодов муштинской свиты попадают в поле окраинно-континентальных пород. Вверх по разрезу происходит незначительное обогащение пород железом и вулканиты низов малкинской свиты смещаются к границе полей континентальных и островодужных (и окраинно-континентальных) вулканитов. Однако в среднемалкинское время этот процесс прекращается и происходит относительное накопление глинозема, вследствие чего породы средней пачки и пространственно связанные с ними плагиогранит-порфиры хасаутского комплекса попадают в поле базальтоидов океанических островов в зоне срединки или в неидентифицируемое поле. Точки вулканитов верхней пачки малкинской свиты, так же как и низов разреза, сосредоточены в поле островодужных.

На диаграмме $TiO_2 - 10MnO - 10P_2O_5$ [по E.D. Mullen, 1983] вулканиты муштинской свиты попадают в поле островодужных толеитов и устанавливается большой разброс фигуративных точек пород малкинской свиты, при этом большая часть их попадает в поля базальтоидов островных дуг (главным образом толеитовых), но захватывает и соседние поля, в основном поле базальтов COX. Это можно объяснить тем, что они формировались в условиях задуговых и междуговых морей, вулканические породы которых обладают сходством как с породами океанических рифтов, так и с породами островодужных ассоциаций [4,5].

На диаграмме $MgO-FeO^*/MgO$ для порфириодов низов разреза четкой закономерности не устанавливается, а среди вулканитов малкинской свиты выделяется две группы пород. Одна из них близка к магниезиальной ветви базальтоидов – это metabазиты нижней подсвиты и верхней толщи средней подсвиты. Вулканыты нижней толщи средней подсвиты относятся к железистой ветви, для которой характерно высокое содержание железа и высокое отношение FeO^*/MgO . Следует отметить, что плагиогранит-порфиры мелких пластовых тел, прорывающих эту толщу, также обогащены железом, а указанное отношение в них еще выше, и на диаграмме они как бы продолжают тренд этих вулканитов.

Из изложенного выше видим, что петрохимические пересчеты с использованием разных методик дают не вполне согласованные результаты. Учитывая всю совокупность не только петрохимических, но и петрографических, структурных и тектонических особенностей вулканитов, а также характер извержений, мы склоняемся к выводу о сходстве рассмотренных образований с типичными островодужными комплексами фане-

розоя. Таким образом, в позднем протерозое на Северном Кавказе существовала зона перехода континент – океан субдукционного типа. В последующие эпохи неогей подобные, но более ярко выраженные островодужные зоны возникали в девоне (зоны Передового и Главного хребтов), в аалене и байосе (Западный Кавказ и зона южного склона). В современной структуре Большого Кавказа они образуют субпараллельные полосы северо-западного простираения, последовательно омолаживающиеся к югу. Масштабы извержений были минимальными в верхнем докембрии и достигли максимума в байосе.

Литература

1. Греков И.И., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А. Некоторые особенности развития досилурийского вулканизма на Северном Кавказе //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. №11. С. 101–110.
2. Греков И.И., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А. Описание опорного разреза хасаутской серии (протерозой) по р. Малка //Тр. по геол. и полез. ископаемым Северного Кавказа. Вып. 13. Ставрополь, 1972. С. 112–127.
3. Красивская И.С. Догерцинские магматические формации в составе кристаллического фундамента Бечасынской зоны Северного Кавказа //Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука. 1977. С. 9–69.
4. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
5. Пирс Дж., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое положение офиолитов над зоной субдукции //Геология окраинных бассейнов. М.: Мир. 1987. С. 134–165.
6. Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси: Мецниереба 1982. 170 с.

А.В.Соловьев¹, М.Н.Шапиро², Дж.И.Гарвер³

Оценка скорости формирования коллизионного надвига по данным изотопного датирования (Лесновский надвиг, Северная Камчатка)

Современная структура юга Корякского нагорья и Камчатки сформирована за счет аккреционно-коллизионных процессов, происходивших в кайнозое в зоне взаимодействия Евразийской континентальной окраины с океаническими плитами Пацифики [1]. Одним из ключевых моментов кайнозойской истории региона была коллизия Олюторской островной дуги с Евразией. Олюторская дуга имела энциматическую природу согласно геохимическим интерпретациям [1] и формировалась примерно на 20° южнее своего современного положения согласно палеомагнитным данным. Дрейф дуги в составе океанической плиты/плит закончился коллизией дуги и континента и формированием протяженного тектонического шва – Ватыно-Лесновский надвига. Этот надвиг

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

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

³ Юнион Колледж, Скенектади, США.

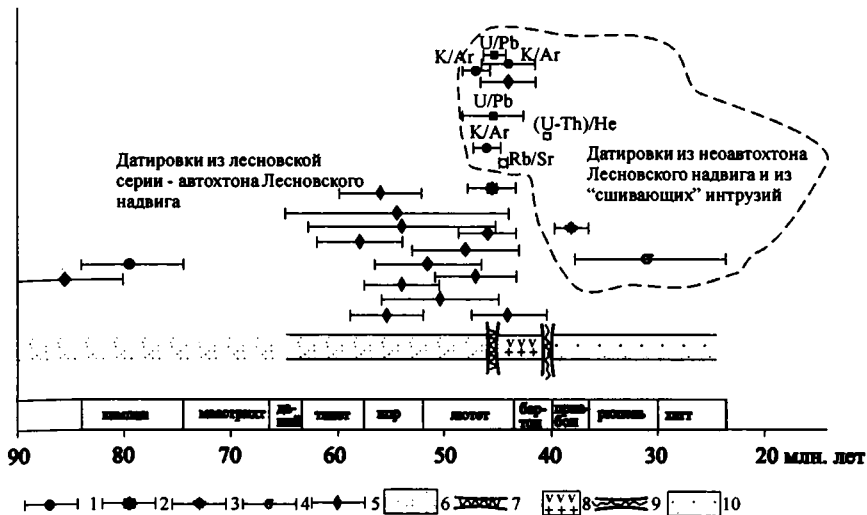
является одной из крупнейших сутур Северо-Восточной Азии и прослеживается более чем на 800 км. Комплекс методов изотопного датирования был применен для установления времени и оценки скорости формирования Ватыно-Лесновского надвига.

В районе Лесновского поднятия (перешеек полуострова Камчатка) мел-палеоценовые комплексы (аллохтон) Олюторской островной дуги шарьированы на отложения (автохтон) окраины Евразийского континента по Лесновскому надвигу [3, 4]. Возраст автохтона, представленного флишевыми образованиями лесновской серии, до последнего времени не был определен однозначно. Гранодиориты массива Шаманка прорывают автохтон, зону надвига и аллохтон и являются «сшивающей» интрузией [3]. Неоавтохтон представлен эоценовыми отложениями снатольской и кинкильской свит.

Датирование автохтона. Обломочные цирконы были выделены из 13 образцов песчаника лесновской серии (автохтон). Возраст отдельных зерен цирконов определялся методом трекового датирования. При датировании использовался метод внешнего детектора. Из каждого образца было датировано от 45 до 90 зерен циркона. Возрасты отдельных зерен распределены в широком интервале и образуют отдельные пики на гистограмме распределения, значит, в песчаниках встречается несколько разновозрастных популяций циркона. При анализе распределения трековых возрастов выделяется три разновозрастные популяции (P) циркона (P1) – 44–58 млн. лет, (P2) – 71–93 млн лет и (P3) – 104–176 млн лет. Песчаники лесновской серии после своего накопления не прогревались выше блокирующей температуры для циркона (~215–240С°), это подтверждено трековым датированием апатита из тех же образцов и изучением вторичных минералов [6]. Наиболее молодая популяция (P1) распределена в интервале от 43,7±3,4 до 58,1±4,2 млн. лет, т. е. цирконы этой популяции испытали последнее охлаждение в интервале от конца палеоцена до середины эоцена [2, 6]. Поскольку отложения всегда моложе содержащихся в них обломков, опробованная часть лесновской серии не может быть древнее низов эоцена. Эти данные подтверждены определениями нанопланктона из аргиллитов лесновской серии [5].

Датирование неоавтохтона. Возраст биотита из риолитов в основании кинкильской свиты, с несогласием перекрывающей деформированные толщи автохтона, определен как 46,0±1,3 млн. лет (K/Ar – определение М.М.Аракелянц, ИГЕМ РАН), циркон из этой же пробы датирован как 45,5±2,9 млн лет (U/Pb – определение Дж.Э.Джерельса, Университет штата Аризона, США) и как 44,0±2,6 млн. лет (трековое датирование). Таким образом, формирование неоавтохтона началось в конце лютета, около 45 млн лет назад.

Датирование «сшивающей» интрузии. Гранодиорит из массива Шаманка датирован Rb/Sr методом (определение В.Н.Голубева, ИГЕМ РАН) по плагиоклазу, роговой обманке и биотиту как 44,4±0,1 млн лет. Возраст циркона из этой же пробы определен как 45,3±1,0 млн лет



Хронология геологических событий в центральной части Лесновского поднятия в интервале от кампана до олигоцена

1-4 – интервалы, ограничивающие возраст палеонтологических комплексов: 1 – нанопланктон из глыбы терригенных пород в поднадвиговом меланже лесновской серии [4], 2 – нанопланктон из лесновской серии [4], 3 – флора из нижней части шаманкинской свиты [3], 4 – фауна моллюсков из верхней части шаманкинской свиты [3]; 5 – возраст молодой популяции цирконов в песчаниках лесновской серии, интервал указывает ошибку определения [2], 6 – накопление лесновской серии; 7 – деформация лесновской серии, формирование Лесновского надвига, поднятие и разрыв; 8 – накопление кинкильской свиты и внедрение гранитов; 9 – поднятие и глубокий разрыв с выведением на поверхность Шаманкинского массива; 10 – трансгрессия и накопление шаманкинской свиты

(U/Pb– определение Дж.Э.Джерельс, Университет штата Аризона, США). Гранодиорит датирован также по биотиту – $47,0 \pm 1,3$ млн лет (K/Ar– определение М.М.Аракелянц, ИГЕМ РАН) и по роговой обманке – $44,0 \pm 2,5$ млн.лет (K/Ar– определение М.М.Аракелянц, ИГЕМ РАН). Значит, внедрение массива, интродуцирующего как автохтон, так и аллохтон произошло в конце лютета (около 45 млн лет). Эти данные также указывают, что к 45 млн лет назад завершилась коллизия Олюторской дуги с Евразией и был сформирован Лесновский надвиг. Возраст апатита, определенный (U-Th)/He методом – 40,3 млн, лет (определение П.Райнера, Калифорнийский технологический институт, США), соответствует времени вывода интрузии на поверхность в область эрозии.

Обсуждение. Полученные датировки показывают, что накопление лесновской серии, слагающей автохтон Лесновского надвига, продолжалось, как минимум, до середины лютета и, если есть ошибки определений трековых возрастов, закончилось не ранее 46 млн лет назад. Формирование неоавтохтона и внедрение интрузий произошло также в среднем эоцене (не позднее 45 млн лет назад). Отсюда следует, что деформация лесновской серии, формирование Лесновского надвига и по-

стнадвиговые поднятие и размыв произошли очень быстро, в течение 1 млн лет, а, возможно и быстрее. Скорость движения аллохтона Лесновского надвига превышала 5 см/год, но не исключены и значительно более высокие скорости (рисунок).

Если считать формирование Лесновского надвига (между 46–45 млн лет назад) индикатором окончания коллизии Олюторской дуги с окраиной континента, то это событие на 2–3 млн лет предшествовало главной перестройке (около 43 млн лет назад) кинематики океанических плит в Северной Пацифике и могло являться ее причиной.

Данное исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект №98-05-64525) и NSF EAR 9418990 и EAR 9418989.

Литература

1. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 // Под ред. Н.А.Богданова, В.Е.Ханна. М.: ИЛОВМ РАН. 2000. 193 с.
2. Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Возраст детритовых ширконов в песчаниках Лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. №1 (в печати).
3. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. №4. С. 66–74.
4. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Структура и эволюция Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, №6. С. 71–82.
5. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Шербинина Е.А., Кравченко-Бережной И.Р., Гарвер Дж.И. Новые данные о возрасте лесновской серии на Камчатке: Датировка коллизии островной дуги с континентом // Геология и геофизика (в печати).
6. Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., and Brandon M.T. Towards a more complete record of magmatism and exhumation in continental arcs using detrital fission track thermochronometry // Physics and Chemistry of the Earth. Pt A. 2000. V. 25. № 6–7. P. 565–570.

В.С.Старосельцев¹

Особенности расчленения платформенных чехлов на структурные ярусы

Несмотря на то, что на протяжении нескольких десятков лет геологи многих стран широко используют термины «структурный ярус» и «структурный этаж», таксономический ранг этих терминов до сих пор однозначно не определен. Большинство исследователей [3] под структурными этажами понимают комплексы пород, отвечающие крупным этапам тектонического развития: геосинклинальному, постгеосинклинальному и платформенному, а под структурными ярусами – комплексы пород, сформированные в течение отдельных стадий указанных этапов. В соответствии с этим платформы разделяются на структурные этажи: нижний (фундамент), иногда промежуточный и верхний (вулканогенно-осадочный чехол); этажи в свою очередь делятся на структурные ярусы. Некоторые ис-

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия.

следователи не находят никакого различия между терминами «структурный этаж» и «структурный ярус» [5] или придают «структурному этажу» подчиненное таксономическое значение [1]. Учитывая исторически сложившееся преобладание среди исследователей первой из охарактеризованных точек зрения, а также весьма скромное положение, которое занимает «ярус» в сравнительно более совершенной и разработанной стратиграфической терминологии, можно считать более правильным называть структурными ярусами составные части структурных этажей.

Принципы выделения структурных ярусов во многом определяются содержанием понятия, обозначаемого этим термином. Поэтому, перед рассмотрением указанных принципов, целесообразно проанализировать содержание существующих определений структурного яруса. Одно из первых и достаточно полных определений сделал в 1957 г. С.А.Салун: «Структурными ярусами следует именовать структурные комплексы, не имеющие перерыв в разрезе, с единым характером тектоники нарушений и единством структурного плана... Границей между ярусами обычно является локальный перерыв и локальное угловое несогласие. Таким образом, структурный ярус представляет собой совокупность образований, соответствующих одной из стадий соответствующего этапа развития» [3]. В приведенном определении особого внимания заслуживает отражение структурным ярусом определенной стадии тектонического развития. Эта особенность очень часто не учитывается при выделении структурных ярусов, и оно проводится на основе сопоставления современных структурных планов различных комплексов пород.

Наиболее четко роль современного структурного плана отражена в определении структурного этажа (яруса в нашем понимании), сделанном В.Е.Хаином: «Структурный этаж – это комплекс отложений... обладающий определенным типом складчатой структуры, отличным от структуры ниже- и вышележащих этажей» [5]. Такой подход к выделению структурных ярусов, видимо, вполне правомерен в складчатых областях, где каждая стадия тектонического развития приводит к формированию контрастных структур, и различие структурного плана смежных стадий в большинстве случаев не может быть сnivelировано последующими тектоническими движениями. Однако этот подход зачастую совершенно не оправдан при разделении на структурные ярусы осадочно-вулканогенного платформенного чехла. В подобных условиях необходимо иметь в виду, что «тектонические нарушения, возникшие в нижнем структурном ярусе, в дальнейшем, при образовании нового яруса, осложняются»... и, следовательно, «нарушения наиболее древнего структурного яруса, отражают основные этапы тектонического развития, проявившиеся со времени его образования» [2].

При накоплении осадков платформенного чехла тектонические движения обычно формируют структуры незначительной контрастности. Тем не менее, отдельные стадии развития характеризуются увеличением интенсивности и дифференцированности тектонических движений. В том

случае, когда активизация указанных движений происходит на завершающих стадиях образования чехла, нижележащие структурные ярусы могут быть настолько преобразованы, что отличия их структурных планов будут в значительной степени сnivelированы. Поэтому при выделении структурных ярусов на основе сопоставления современных структурных планов различных горизонтов платформенного чехла в один ярус могут быть объединены комплексы осадков, сформированные не в одну, а в две-три стадии тектонического развития, каждая из которых характеризовалась своими особенностями тектонического плана и режима движений.

Такая ситуация имеет место при выделении структурных ярусов в вулканогенно-осадочном чехле западной части Сибирской платформы. Большинство геологов, изучающих эту территорию, объединяют верхнепалеозойские и триасовые образования в один структурный ярус. Однако сравнительный анализ структурных планов позднего палеозоя и триаса показывает их существенные различия в пространственном распределении крупных и мелких структур различного знака и в характере дифференцированных тектонических движений. В позднем палеозое формировались контрастные структуры, длительно сохраняющие свое местоположение и направленность развития. В триасе структуры отличались незначительной контрастностью и кратковременной активностью. Резко различны позднепалеозойские и триасовые образования в формационном отношении: первые являются типичной терригенной угленосной формацией, вторые – туфогенно-эффузивной. Все это достаточно убедительно свидетельствует о существовании двух самостоятельных структурных ярусов (верхнепалеозойского и триасового), отражающих две резко различающиеся между собой стадии формирования платформенного чехла.

В послетриасовое (точнее – послетрапповое) время происходили довольно интенсивные тектонические движения, которые привели к формированию структур, в значительной мере завуалировавших различия позднепалеозойского и триасового структурных планов. Поэтому современные структурные планы верхнепалеозойских и триасовых пород во многом сходны. Однако это сходство является результатом последующих тектонических движений, а не единства палеоструктурных планов позднего палеозоя и триаса.

Рассмотренный пример показывает, что структурные ярусы чехла платформ должны выделяться на основе тщательного анализа палеоструктурных планов. Только в этом случае структурные ярусы будут отражать все основные стадии тектонической истории изучаемого региона.

В ряде случаев значительные расхождения современного структурного плана могут быть обусловлены не характером тектонических движений прошлых периодов, а внедрением магматических образований или перераспределением мощностей пластичных пород. Такие несоответствия структурных планов, видим, нельзя считать основанием для выделения самостоятельных структурных ярусов в приведенном выше понимании. Таким образом, в основу выделения структурных ярусов должно быть по-

ложено сравнение не только современных, но и палеоструктурных планов изучаемых пород.

Несколько смежных структурных ярусов со сходным современным структурным планом, обусловленным интенсивными тектоническими движениями последующих стадий развития, целесообразно объединять в структурные подэтажи. При этом возрастная характеристика подэтажа обязательно должна включать время проявления стадии тектонического развития, определившей основные черты его современного структурного плана.

При выделении структурных ярусов немаловажным является вопрос о степени несоответствия палеоструктурных планов смежных комплексов отложений, достаточной для обоснования их тектонической обособленности. В этом отношении представляются весьма перспективными количественные критерии оценки указанного несоответствия. В 1959 г. М.Ф. Мирчинк и В.П. Бухарцев впервые предложили оценивать соотношение структурных планов с помощью коэффициента корреляции современных абсолютных отметок структурных поверхностей. В дальнейшем [4] было показано, что для выяснения соотношения палеоструктурных планов необходимо вычислять коэффициенты корреляции мощностей отложений соответствующих стадий тектонического развития.

Таким образом, проведенный анализ показывает, что в основу выделения структурных ярусов должно быть положено сравнение палеоструктурных, а не современных планов изучаемых комплексов отложений. По возможности при таком сравнении нужно использовать количественные характеристики (коэффициенты корреляции и др.).

Структурные ярусы чехла платформ должны выделяться с учетом результатов анализа мощностей разновозрастных отложений. Только в этом случае структурные ярусы будут отражать все основные стадии тектонической истории. Таким образом, структурный ярус представляет собой комплекс отложений, ограниченный поверхностями несогласий и сформированный в течение определенной стадии тектонического развития, отличающийся структурным планом от аналогичных комплексов, образованных в ходе смежных стадий, а следовательно, и закономерностями изменения мощностей и формационного состава синхронных осадков.

Литература

1. Богданов А.А. О термине «структурный этаж». – Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т.38(1), вып. 1.
2. Геологический словарь. Т.2. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
3. Салун С.А. О терминах «структурный этаж» и «ярус». Бюл. НТИ. 1957. № 5(10).
4. Старосельцев В.С. Об интерпретации некоторых статистических показателей при изучении соотношения структурных планов пликативных дислокаций. Новосибирск, 1971. (Тр. СНИИГГиМСа; Вып. 138).
5. Хаин В.Е. О методике составления тектонических карт нефтегазоносных областей // Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Предварительные данные о трещинных структурах разрушения в четвертичных лавах Эльбруса

Приведены предварительные результаты изучения трещиноватости в четвертичных лавах Эльбруса. Установлено, что:

1) преимущественное развитие получают трещины, поперечные лавовому потоку; они образуют в общем случае большой пояс трещиноватости с осью в полюсе флюидалности;

2) в этом поясе обычно выделяются два–три максимума трещин, отвечающих ориентировке трещин столбчатой отдельности;

3) на удалении от краевых частей лавовых потоков характерно развитие поясов трещиноватости с горизонтальной осью, поперечной направлению движения потока;

4) среди кинематических типов трещин резко преобладают трещины отрыва и сдвиги (они встречаются практически повсеместно), в меньшей степени развиты сбросо-взбросовые структуры (они встречаются главным образом в отдельных зонах);

5) для основания субгоризонтальных потоков с субвертикальной трещиноватостью характерны сдвиговые пояса вращения; для центральных частей потоков – сбросо-взбросовые пояса вращения; для краевых частей потоков – сдвиговые пояса течения;

6) в общем случае, при незначительном развитии кинематических следов смещений выделение максимумов среди разноориентированных трещин относительно затруднено (обычно их три); при значительном развитии кинематических следов смещений системы трещиноватости становятся более четкими и их количество обычно тяготеет к двум;

7) подавляющее большинство трещин в лавовых потоках образуются уже на стадии остывания потока, когда формируются как трещины отрыва, так и зеркала скольжения без хорошо выраженных штриховок, но с четкими структурами отрыва;

8) в последующем формируются зеркала скольжения со штриховками, при этом часто происходит локализация деформации в отдельных системах различного типа механического разрушения (сколового, отрывного, сплющивания).

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

Предварительные данные о трещинных структурах разрушения в четвертичных лавах Эльбруса (дополнительное сообщение)

А лав без трещин не бывает.
Поток бежал,
В движеньи быстром, остывая,
Столбы давал.

Столбы поменьше и большие,
Как тот поток.
Где лавопады вдруг бурлили,
Был столб полог.

Тогда поленицы вставали,
Остов храня.
В природу веришь ты едва ли,
На них смотря.

Как кто-то с точностью замеров
Пилил столбы.
Не ты, наверное, был первым,
Кто их открыл.

Но, как и раньше, поражает
Их четкий вид.
А выше тех столбов, бывает,
Ядро лежит,

Что в срезе видно нам так ясно,
Как миг застыл.
Скорлупок вид разнообразный
Теперь нам мил.

Телескопически в потоках
Теченья лав
Бурлили как вулкана соки,
Вобрав их нрав.

Столбы и призмы, и скорлупки –
Течений след.

Но лавы по натуре хрупки,
И тем вослед

Формировались сотни трещин,
Дробя поток.
И вид тех трещин безупречен.
Обрыв высок,

Когда стремительно и резко
Разрывом бьет.
И зеркало о том нам веско
Следы дает.

И лавобрежчий мешанину
Насквозь пройдя,
Разрыв просвечивает зримо,
Где лав броня

Пронизана боками трещин,
Где все блестит...
Для нас покой тот виден вечным,
Но долго ль спит

Вулкан? И взламывает ребра
Свои когда,
Он горных рек теченьем дробным
Скребет бока.

И ледниками лижет спины,
Срезая шлак,
И громоздит морен руины,
Где, что ни шаг,

Ты чувствуешь, гора как дышит,
Живая вся.
И ты свое дыханье слышишь,
По ней скользят.

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

Палеозойские зоны субдукции на Южном Урале (опыт обзора с анализом)

За последние 10 лет интерес к изучению палеозон субдукции на Урале достиг такого уровня, что о них не писал разве только ленивый, а по разнообразию точек зрения с этой проблемой не может сравниться, пожалуй, никакая другая. Основная сложность геодинамических интерпретаций палеозойского развития Урала состоит в том, что для большинства отрезков времени приходится «дорисовывать» важнейшую компоненту – палеоокеанические бассейны, целиком «исчезнувшие» в зонах поглощения. Кроме того, современная зональность распределения формаций – индикаторов геодинамических режимов (для многих из которых к тому же принимается весьма условный возраст) в большинстве случаев не отражает первичную зональность из-за существенных горизонтальных перемещений как сдвигового, так и надвигового характера. Имеется лишь несколько самых общих положений, признаваемых большинством исследователей, вроде ордовикского палеоокеана и среднедевонской островной дуги.

Самым принципиальным является расхождение в оценке характера взаимодействия Уральского палеоокеана с Восточно-Европейской (ВЕП) и Казахстано-Тянь-Шаньской (КТП) палеоплатформами на разных этапах развития, усугубляющееся расхождениями в выделении самих этапов (и количества, и интервалов). Кроме того, и ВЕП, и КТП обычно рассматриваются как жесткие мегаблоки, что не соответствует действительности.

Ордовикский этап обычно связывают с зарождением Уральского палеоокеана (иногда с позднего кембрия), а начало субдуцирования, как правило, относят на поздний ордовик. При этом окраина ВЕП одними исследователями рассматривается как пассивная [2, 3, 7, 11, 15; и др.], а другими [4, 6, 9; и др.] – как активная. В первом случае активной окраиной обладает КТП, а доказательства восточного (здесь и далее – в современных координатах) падения зоны субдукции чаще имеют петрохимический характер: увеличение содержаний K_2O в породах с запада на восток [15] или даже рост в том же направлении кремнекислотности пород (от ультрамафитов до гранитов) [2]. Сторонники западной полярности субдукции опираются либо на самые общие построения [4; и др.], либо на структурно-формационный анализ [6, 9; и др.], причем В.М. Мосейчуком и Т.Н. Суриным [6] предпринята попытка выстроить полный ряд ордовикских формаций активной окраины ВЕП. Столь разные реконструкции объясняются, видимо, не только сложностью объекта, но и недостаточным уровнем современных знаний [8]. Если океанические базальтоиды ордовика изучены в целом хорошо и со стратиграфической, и с петрохимической точки зрения [9, 10, 14], то с островодужными пока проблем про-

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

блем, так как возраст предполагаемых островодужных формаций остается слабо обоснованным.

Обратная картина наблюдается для ранне-среднедевонских вулкани-тов: очень хорошо изучены островодужные формации и фактически не обнаружены океанические. Считается, что океаническая кора была полностью поглощена. Чаще всего сторонники и восточной [2, 3, 7, 11, 15; и др.], и западной [4, 9; и др.] полярности девонской зоны субдукции признают ее унаследованное (в смысле направления падения) развитие в течение всего девона. Выход на поверхность палеозоны субдукции восточной полярности обычно привязывают к зоне Главного Уральского глубинного разлома, а палеозоны с западным падением – к ультрамафитовым поясам Зауралья. Петрохимическая зональность для относительно простой реконструкции описана как увеличение содержаний K_2O в породах с запада на восток [15].

В последние годы интенсивные и детальные геологосъемочные работы на Южном Урале привели многих исследователей к выводу о нестабильности девонских палеозон субдукции. В геодинамических моделях описываются их «перескоки» примерно на границе эйфеля и живета. По В.Н. Пучкову и др. [8], перескок зоны субдукции на восток происходил без смены ее полярности: для позднего эмса – эйфеля реконструируются островная дуга и преддуговая зона, для живета – также междугловая зона и авулканическая дуга (на месте потухшей эйфельской). Т.Н. Сурин и В.М. Мосейчук [12] провели анализ направлений смещения вулканических центров Магнитогорской островной дуги и разработали более сложную модель, в которой перескок зоны субдукции на восток сопровождается сменой ее полярности на противоположную: предполагается, что сначала она падала на восток (под дугу погружалась кора задугового бассейна), а потом (в живете) – на запад (под дугу и задуговый бассейн погружалась океаническая кора).

Близкая к этой модель, разработанная при анализе латерального распределения в вулканиках содержаний TiO_2 и MgO , описывается В.Н. Зелепугиным и К.П. Козловским [1]. Похожую модель предлагает и Г.А. Мизенс [5] на основе изучения фаций и мощностей зилаирской свиты. В принципе, упомянутые сложные модели хорошо согласуются с нашим тезисом о проявлении на Южном Урале тельбесского тектогенеза. Тем не менее, проблема «полностью поглощенного» среднедевонского океана, а, следовательно, и спрединговых зон остается проблемой нерешенной, а самое главное – нет удовлетворительной модели взаимодействия уральских и казахстанских зон субдукции.

Позднедевонские надсубдукционные образования изучены пока недостаточно. Важным рубежом в истории региона является середина франна, когда практически везде устанавливается режим посттельбесской стабилизации, проявленный на микроконтиненте слабой денудацией, а в Магнитогорском бассейне – некомпенсированным прогибанием с накоплением маломощных кремнистых толщ. В конце франского века геоди-

намическая обстановка в регионе изменилась. В результате тельбесской аккреции сформировался Казахстано-Тянь-Шаньский срединный массив (палеоконтинент), включающий Восточно-Уральский мегаблок. На западной окраине палеоконтинента начал свое развитие вулканический пояс, скорее всего, островодужного типа (шошонит-абсарокитовая формация). Вулканиты отличаются незначительной фракционированностью РЗЭ, а эволюция их составов выражена только в постепенном уменьшении содержания K_2O . Восточнее, по границе бывшего Восточно-Уральского микроконтинента, примерно в это же время формировался вулканоплутонический пояс окраинно-континентального типа (шошонит-латит-плагнориодацитовая и монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовая формации). В породах резко фракционированы РЗЭ ($La/Yb=10,5-28,33$), а развитие вулканизма идет в сторону постепенного уменьшения калиево-сти пород. Таким образом, в позднем фране зона субдукции скорее всего погружалась на восток, от Магнитогорского прогиба под островную дугу, микроконтинент и окраинно-континентальный пояс.

Фамен-раннекаменноугольные надсубдукционные образования выделяются не всеми исследователями. На восточной окраине КППТ в фамене над зоной субдукции западной полярности возникла островная дуга, развивавшаяся в течение всего раннего карбона, а также серия синхронных ей задуговых рифтогенных прогибов. Подобный рифтогенный прогиб установлен нами и в Зауральском мегаблоке (Варненский рифт). Не ясно лишь, связан ли он с другой зоной субдукции. Имеющиеся в настоящее время реконструкции для каменноугольного времени чуть ли не более противоречивы, чем для ордовика. К.С. Иванов [3] предполагает восточное падение зоны субдукции, Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [15] – тоже, причем выход ее на поверхность предполагается в Предуральском краевом прогибе. В.Н. Пучков и др. [8] полагают для каменноугольной зоны субдукции западное падение с выходом на поверхность восточнее Валерьяновской зоны. Примерно такой же схемы придерживается и Г.А.Мизенс [5].

Литература

1. Зелепугин В.Н., Козловский К.П. Палеозоны субдукции и девонские островные дуги Магнитогорского синклинали // Палеозоны субдукции: Тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Тез. докл. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 58–61.
2. Иванов К.С. Палеозоны субдукции в истории Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Тез. докл. Конф. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 69–72.
3. Иванов К.С. Тектоника и геодинамика Урала: Развитие идей мобилизма // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: М.: ГЕОС, 1998. С. 207–209. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т.1).
4. Кузнецов Н.Б. Средне-позднепалеозойское развитие Урала // Палеозоны субдукции: Тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Тез. докл. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 85–88.
5. Мизенс Г.А. Осадочные комплексы позднего девона – карбона на юге Урала и проблема коллизии континентальных плит // Палеозоны субдукции: Тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Тез. докл. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 65–84.
6. Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Новые данные о раннепалеозойских надсубдукционных комплексах Южного Урала // Палеозоны субдукции: Тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Тез. докл. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 98–102.
7. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Урала в контексте плейт-тектонических реконструкций // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 407–409. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.; Т.1).
8. Пучков В.Н., Салихов Д.Н., Серавкин И.Б., Косарев А.М. Палеозойская субдукция на Южном Урале // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Тез. докл. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 124–127.
9. 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. 3–23.
10. Рязанцев А.В., Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Состав вулканитов и геодинамические обстановки формирования ордовикского полякового кремнисто-базальтового комплекса Южного Урала // Петрография на рубеже XXI века: Итоги и перспективы. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 144–147. (Материалы совещ.; Т. 4).
 11. Серавкин И.Б. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–47.
 12. Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Магматизм Магнитогорско-Мугоджарской палеостроводужной системы как результат проявления субдукционных процессов // Палеозоны субдукции: Тектоника, магматизм, метаморфизм; седиментогенез: Тез. докл. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 145–147.
 13. Тальнов Е.С. Магматогенные формации и эволюция Джусинской островодужной палеогряды (Южный Урал) // Петрография на рубеже XXI века: Итоги и перспективы. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 189–191. (Материалы совещ.; Т. 4).
 14. Тевелев Ал.В. Ордовикские базальтоиды южной части Восточного Урала // Петрография на рубеже XXI века: Итоги и перспективы. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 192–195. (Материалы совещ.; Т. 4).
 15. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Сейсмофокальные палеозоны в геологической истории Урала // Палеозоны субдукции: Тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Докл. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 105–120.

Арк.В. Тевелев¹

Эволюция Афгано-Таджикской депрессии: от задугового бассейна до транспрессивного складчатого сооружения

Эволюция Таджикской депрессии рассматривается как последовательность коллизионных этапов, вызванных косым сближением Индии и Евразии. В надрегиональном масштабе коллизия структурно реализуется в развитии встречных субдукционных зон – более ранней Гиндукушской и более поздней Гиссарской. Соответственно, регион эволюционирует от раннего задугового бассейна Гиндукушской субдукции через трансформный (сдвига-раздвиговой) молассовый бассейн типа Паннонского до изометричного, ограниченного надсубдукционными дугами складчатого сооружения – своего рода транспрессивного варианта региона Бассейнов и Хребтов.

Очевидным современным свидетельством тетической субдукции является Памиро-Гиндукушская глубинная сейсмическая зона. Глубинные очаги пересекают Памир по диагонали от северного окончания сдвига Чаман до структур Кельпинтага и расположены в двух разных областях – высокоскоростном Бадахшанском блоке (реликте океанской литосферы Тетиса) и низкоскоростном Восточно-Памирском – субдуцированном блоке Таримской (Азиатской) литосферы. Собственно Бадахшанская зона ориентирована в северо-восточном направлении, сейсмофокальная плоскость падает в верхних горизонтах на северо-запад, а в нижних практически вертикальна. Наиболее вероятно, что высокие скорости порождаются присутствием на глубине океанской коры.

Надсубдукционная складчатая дуга, образованная при схлопывании Тетиса, была расположена значительно южнее и восточнее современной Гиндукуш-Даравазской зоны, и возможно, именно с ее поднятием было

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

связано образование регионально распространенных красноцветных комплексов нижнего мела. В позднем мелу произошла дифференциация задугового бассейна. Область максимального прогибания соответствовала современному Юго-Западному Гиссару, где в окрестностях Кугитанга мощность верхнемеловых карбонатных отложений достигают 2000 м и более. В эоцене происходило значительное выравнивание тектонического режима на огромной территории задугового бассейна, о чем можно судить по выраженному сходству фаций и мощностей эоценовых отложений. Эоценовая фаза растяжения, вероятно, соответствовала переходу системы тектонических задуговых бассейнов в фазу активного рифтинга, с развитием полномасштабного вулканизма в западных бассейнах и зачаточного – в восточных.

В олигоцене начинается коллизионная перестройка задугового бассейна, оказавшегося между двумя встречными зонами субдукции. Осадконакопление становится субэаральным. Нижняя часть молассового разреза принципиально сходна во всех структурных единицах региона, однако уже в конце раннего миоцена начинает отчетливо проявляться влияние гиссарской (азиатской) субдукции. В это время происходит морфологическое оформление дуги поднятий ЮЗ Гиссара – Южного Гиссара на фоне интенсивного утонения коры и прогибания в области собственно Таджикской депрессии; в целом, задуговой бассейн приобретает отчетливое сходство с такой структурой, как Паннонская впадина. Мощность коры депрессии уменьшается до 20–25 км, в ее основании повсеместно формируется слой частично плавленных пород, сохранившийся до настоящего времени. «Горячее пятно» – область интенсивного теплового потока в центральной части депрессии, первоначально ассоциированное с задуговым рифтингом, пережило весь альпийский (преимущественно коллизионный) этап развития структуры.

Орогенный комплекс (мощностью более 6 км) представлен в регионе условно красными (доскладчатыми) молассами, с возрастом от верхнего олигоцена до среднего плиоцена, и условно серыми (послескладчатыми) молассами плиоцен-четвертичного возраста. «Красноцветные» молассы достигают максимальной мощности в центральной части депрессии (включая собственно Дарваз), в целом они залегают согласными клиноформами, без заметных структурных несогласий. В восточных разрезах их мощности резко сокращены, их базальная свита полностью выпадает, а следующая залегают только в эрозионных врезях. Таким образом, в эпоху накопления моласс бассейна осадконакопления не сужался, как принято обычно думать, а расширялся на восток, в сторону памирских структур. Если учесть, что на другом фланге депрессии, в Юго-Западном Гиссаре, в это же время граница молассового осадконакопления также мигрировала на восток, получается, что фронт седиментации всей Таджикской депрессии смещался с запада на восток – так, как если бы ее фундамент продвигался над горячей точкой в обратном (западном) направлении. Это явление может контролироваться вполне реальным процессом выдавливания

периферических тектонических зон из области Памирского синтаксиса по системам сопряженных сдвигов – субширотного Илякско-Байсунского и субдолготного Дарвазского (Тевелев, 1986). Коллизинные «клинья» такого рода развиты практически на всех синтаксисах Альпийского пояса.

Орогенный комплекс надстраивается сверху верхнеплиоценовыми и четвертичными образованиями также молассового типа, которые отделены от нижележащих региональным несогласием – первым выраженным структурным несогласием во всей мезозойско-кайнозойской истории депрессии. Тальбарская, т.е. предкулябская или предакчагыльская, фаза складчатости региона синхронизирована с аналогичными тектоническими событиями практически во всех впадинах Альпийско-Гималайского пояса, их вероятной общей причиной явилось глубинное столкновение встречно субдуцирующих слэбов. С этого времени Таджикская депрессия (так же как Куринская и некоторые другие) начинает развиваться в своеобразном режиме приповерхностного сжатия и глубинного растяжения, продолжая при этом смещаться по системам сдвигов от оси Памирского синтаксиса.

Структурные и тектонические взаимоотношения депрессии и Памирского горного сооружения исключительно сложны и неоднозначны. Практически уже нет сомнений, что сам Памир образован за счет схлопывания и, даже, частичного переплавления пород молассового прогиба на фронте кристаллических масс основания Индийской платформы, выведенных на поверхность, вероятно, еще в раннюю стадию формирования Гиндукушской дуги. В настоящее время фундамент депрессии в целом задвигается под Памир, мощность тектонически сгруженных в зоне контакта моласс (фактически аккреционной призмы) по некоторым оценкам достигает 15–20 км. При этом поверхностная обстановка сжатия сочетается с крайне энергичным прогибанием исходно *рамповых* структур типа Яванской впадины с 3-километровой толщей только среднеплейстоценовых отложений или впадины Кокча, выполненной более чем 10-километровой толщей позднеплиоцен-плейстоценовых континентальных осадков. Распределенное прогибание разномасштабных структур депрессии обеспечивается ее глубинным растяжением – на уровне нижней коры это, скорее, рассеянный рифт, нежели коллизионный ороген.

Современные тектонические обстановки в регионе отражают глубинные динамические процессы, которые невозможно свести к простому инденторному взаимодействию Памира и Тянь-Шаня. По данным Лукка, Уоллеса, Фана и др., коровые очаги распределены большей частью по границам Памира и его северной периферии; фокальные механизмы показывают косое сжатие и надвигание Памира на Тянь-Шань, Таджикской депрессии – на Гиндукуш и косое сдвигание на латеральных границах Памира. Коллизионная динамика контролируется в регионе сложным взаимодействием сразу нескольких блоков и похоже, что субдукция Азиатской литосферы играет в этом процессе большую роль, чем относительно неглубокое пододвигание сталкивающейся с ней Индийской. В целом,

косое сближение условно «Индийской» и «Евразийской» плит генерирует транспрессивные тектодинамические обстановки в районе депрессии, которая на уровне верхней коры развивается как транспрессивный ороген. Соотношения деформаций сдвига и сжатия меняются по площади. Наиболее масштабные сдвиговые зоны и парагенезы наблюдаются на периферии депрессии – в районе Дарваза, Гиссарской (Душанбинской) впадины и Байсунской котловины; относительно поздние сдвиговые деформации развиты в Северо-Афганской зоне.

Дарвазские присдвиговые впадины ограничены со стороны Памира системой коротких хребтов, включающей массивы Хамтарма, Кухифруш и др. В современном рельефе впадины вмещают подставляющиеся отрезки долин нескольких рек, которые принадлежат к речным бассейнам Оби-Хингоу и Пянджа. Замечательно, что ни одна из впадин не дренируется непосредственно в Таджикскую депрессию, в большинстве реки проливают восточные борта впадин, навстречу региональному повышению рельефа. В целом, главные разломы Западного Дарваза составляют левокулисный ряд. С юга на север они последовательно разворачиваются от субмеридиональных до северо-восточных простираний и также последовательно выполаживаются, так что ограниченные ими блоки участвуют в сложных движениях – они левосторонне смещаются друг относительно друга и, помимо этого, задвигаются под соседний блок с амплитудами, зависящими от крутизны разрыва. Поэтому в целом структура Дарвазской дуги усложняется с юга на север, где амплитуды многоэтажных сдвигонадвигов максимальны. Под поверхностями сдвигонадвигов, которые прослеживаются в основании хребта Хозретиши, мезозойско-кайнозойские толщи находятся в опрокинутом залегании и представлены другими типами разрезов, чем к западу от хребта. При этом в северной части района толщи запрокинуты на восток, а в южной – на запад. Со стороны Памира дарвазская зона ограничена более крутыми, также кулисными разрывами, по которым домезозойские комплексы Памира в целом надвинуты на Дарваз. Структуру Дарваза является обдукционной, сорванной в транспрессивной обстановке с основания, погружающегося в целом под Памир. Четвертичные впадины встроены в рассмотренную структуру и явно наследуют ее. Они были заложены в зонах кулисного перекрытия отдельных разрывов Дарвазского сдвигового веера и развивались преимущественно как косые (так называемые фройндовские) пулл-апараты, характерные для конвергентных сдвигов.

Главные впадины северной периферии депрессии – Гиссарская и Байсунская – встроены в крупные, пространственно распределенные правосторонние сдвиговые зоны и представляют собой менее сложно построенные нормальные пулл-апаратные бассейны, характерные для чисто сдвиговых или даже трансенсивных обстановок; обе впадины вмещают промышленные скопления углеводородов. Северо-Афганские сдвиговые структуры резко выбиваются из закономерностей сдвиговой тектоники региона – при близкой к субширотной ориентировке они являются *лево-*

сторонними сдвигами. Их развитие связано с достаточно поздней дифференциацией основания депрессии – это своеобразная кинк-структура, отделяющая северный, более быстро отодвигаемый от оси синтаксиса блок депрессии от южного.

В центральной части депрессии более проявлены деформации сжатия.

А.В.Ткачев¹

Геотектоническая обусловленность эволюции формаций гранитных пегматитов в неогее

1. Если сравнить сходные по основным геологическим параметрам (тектоника, метаморфизм, магматизм и т.д.) пегматитовые поля протогея и неогее, то нередко можно найти различия в их формационной природе. В одноформационных пегматитах при той же разнице возрастов тоже видны изменения. Рассмотрим для примера две яркие тенденции.

а. Пегматиты мусковитовой формации (МФ) достоверно появились в конце протогея (1,9–1,8 млрд лет, С. Карелия, В.Саяны) в пределах покровно-складчатых поясов с кианит-силлиманитовым типом метаморфизма. Их поля локализованы в пачках пород с существенной долей терригенных разностей, измененных на уровне кианит-альмандин-мусковит-биотитового равновесия в нормальных метапелитах (5–8 кбар, 600–630 °С). Внутри материнских гранитов продуктивных жил этого возраста нет. Расцвет формации приходится на рифей–ранний палеозой, когда среди прочих сформировались крупнейшие по минерагеническому потенциалу на листовой мусковит провинции (Бихарская, Северо-Байкальская). Общие закономерности локализации те же, но появляются районы (Мамский), где часть слюдоносных тел локализована в массивах материнских гранитов. Позже – на протяжении основной части палеозоя – пегматиты МФ встречаются все реже и не образуют собственных крупных полей, а их место в тех же тектонометаморфических обстановках (Урал, Аппалачи и др.) частично или полностью занимают игравшие до этих пор в подобных случаях более скромную роль пегматиты редкометалльно-мусковитовой формации (РММФ), оптимальным для которых является менее глубокий режим петрогенезиса [1]. Начиная с мезозоя, мусковитовые пегматиты исчезают как формационный тип совсем, а РММФ сильно редуцирована во всех присущих ей ранее обстановках и не имеет традиционного (на листовой мусковит) практического значения. Вместо этих формаций в кианит-силлиманитовых поясах образуются пегматиты с содержащими камнецветное сырье пустотами выщелачивания (миаролами).

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИИМС), МПР РФ, Москва, Россия.

Последние крайне редки в МФ и не типичны для РММФ. Облик и минеральный состав молодых пегматитов (например, в альпийском музкольском комплексе Памира [2]) наиболее близок к жилам редкометалльной формации (РМФ) с драгоценными камнями.

б. Пегматиты с четко выраженными признаками принадлежности к собственно РМФ появились в протогее на рубеже ~3,1 млрд лет, что последовало за вовлечением в активные складчатые процессы первых мощных пелитово-граувакковых (парасланцевых) толщ в гранитно-зеленокаменных областях (р-н Синсени кратона Каапваль и др.). Самые крупные месторождения в протогее – и большая часть объектов такого калибра в РМФ вообще – связаны с отчетливо линейными и намного более протяженными парасланцевыми поясами позднеархейских ГЗО (~2,6 млрд лет, кратоны Сьюпириор, Пилбара и др.). Здесь вмещающие толщи повсеместно интенсивно нарушены складчато-разрывными деформациями и регионально метаморфизованы в режиме андалузит-силлиманитовой серии (2–4 кбар). Пегматиты локализованы в породах, которые изменены от середины амфиболитовой до верхней части зеленосланцевой фации. Промышленные жилы не встречаются внутри материнских гранитов. То же типично и для раннепротерозойских пегматитов РМФ. Почти все месторождения протогее характеризуются хорошо выраженной зональностью жил и развитием гигантокристаллических зон. Исключения, которые представлены жилами, имеющими облик пегматоидных (грубозернистых с мелкоблоковыми шлирами) сподуменосодержащих гранитов, единичны (Воджина в Австралии, Гольцовое в В.Саянах). Миаролы во всех протогейских пегматитах распространены весьма ограниченно.

В неогее, при сохранении у РМФ принципиальных связей со складчато-метаморфическими поясами андалузит-силлиманитового типа, многое постепенно меняется. Появляются поля с пегматитами, локализованными внутри крупных гранитных массивов и высокотемпературных зон контактовых изменений при низкой степени метаморфизма остальной части вмещающей толщи (Калбинский район в В.Казахстане и др.). Формация больше не продуцирует крупные богатые месторождения цезия, для формирования которых необходим наиболее длительный период дифференциации расплавов. Все большую роль играют жилы с миароловыми пустотами, содержащими цветные и драгоценные камни (В.Бразилия, Урал, Ср.Азия и др.). Причем, с практической точки зрения, это в них очень часто – единственная привлекательная черта. В мезозой-кайнозое дело доходит до формирования полей, которые по своему строению мало отличаются от объектов хрусталеносной формации – жилы невелики по размерам, залегают почти исключительно в материнских гранитах, часто имеют с ними фациальные переходы, широко развиты зоны мелкоблоковых тонковростковых графических разностей пегматита, много разномасштабных миарол с камнецветным выполнением. И только широкое распространение в некоторых телах минералов редких металлов прямо указывает на формационное родство (малнахский, борщовочный, кукуль-

бейский комплексы Забайкалья). Кроме того, близодновременно с пегматитами в одних и тех же складчатых системах в неогее появились и стали все более заметно их вытеснять редкометалльные граниты. Они принципиально идентичны по своим химическим особенностям пегматитам РМФ, сходны по минералогии и объемам рудоконцентрации, но при меньшей интенсивности последней (герциниды Алтая и З.Европы, мн.др.). Все это указывает на общность источников при различных только в режимах дифференциации и кристаллизации. В Гиндукушской редкометалльной провинции альпийского возраста благодаря глубоко расчлененному рельефу наблюдаются полные профили пегматитовых полей, в которых, по мере удаления от материнских гранитов в регионально метаморфизованную на уровне амфиболитовой – верхов зеленосланцевой фаций существенно парасланцевую толщу, наблюдаются постепенные переходы с поярусным увеличением рудоносности тел с одновременным ухудшением в проявлении их внутренней зональности и уменьшением в среднем размере кристаллов (есть только зародыши до конца не оформившихся крупных кристаллов в мелкозернистой, частично корродирующей их основной массе) вплоть до литиеворудных субвулканических афировых разностей со следами флюидалности [3]. Нередки жилы с камнецветоносными миаролами, особенно на средних ярусах.

Таким образом, по сравнению с протогеем и с течением времени внутри самого неогее в пегматитах МФ, РММФ, РМФ отмечается явная деградация типичной зональности с участием гигантокристаллических агрегатов, ухудшение параметров профильной минерагенической специализации – вплоть до полного исчезновения. Очевиден и явный крен в сторону более широкого распространения относительно малоглубинных пегматитов.

2. Для понимания причин эволюции необходимо также обрисовать основные условия протекания пегматитового процесса, выводимые из анализа размещения объектов данного генетического типа [4]. Пегматитогенез возможен только при попадании существенно гомогенных порций расплавов в среду, имеющую и длительно потом сохраняющую стационарное тепловое поле минимальной градиентности с близосolidусным уровнем температур, что обуславливает малое (первые °С) переохлаждение расплавов. Это ведет к уменьшению количества центров нуклеации и роста, и, как следствие, – к образованию крупных кристаллов. Такая теплофизическая ситуация особенно типична для плутогенных магматических и метаморфо-магматических систем в первой половине регрессивной фазы их развития, так как потери тепловой энергии, в том числе выдвигавшейся при частичной кристаллизации расплава за их пределы, еще относительно невелики, и она распределена в объеме соответствующего геоблока наиболее равномерно, главным образом за счет кондуктивного обмена. Поэтому перечень обстановок залегания пегматитов на протяжении всей геологической истории весьма ограничен: гранитные массивы, включая их апофизы, контактово и регионально метаморфизованные (не ниже верхней части зеленых сланцев) вмещающие породы. И чем шире

ареал распространения высокотемпературных метаморфических пород сингранитного тектономагматического этапа, тем, в общем случае, больше в регионе площадь развития пегматитовых полей.

Уменьшению градиентности в системе «кристаллизующийся пегматит – вмещающая среда» способствует также накопление в расплаве компонентов, снижающих температуру его солидуса – H_2O , F, B, редких щелочей. Это вполне объясняет зональность многих полей РМФ, почти строго соблюдаемую в протогее и, реже, в неогее, особенно позднем: отчетливо зональные, но слабо минерализованные жилы встречаются только внутри и в непосредственной близости от материнских гранитов, в то время как богатые рудоносные с хорошо дифференцированным внутренним строением тела могут «убегать» на расстояния нескольких километров – до границ фации зеленых сланцев.

Экспериментально установленная скорость роста минералов в низкоградиентном поле настолько мала (10^{-10} – 10^{-11} см/с, не исключена и ниже [5 и др.]), что интервал кристаллизации классических пегматитов должен занимать $n \cdot 10^5$ – $n \cdot 10^6$ лет, вплоть до 10^7 лет у самых мощных жил с большим объемом гигантокристаллических структур.

3. Исходя из этого, объяснить описанные тенденции эволюции можно, только предположив в неогее более стремительный по геологическим меркам подъем материнских расплавов вместе с вмещающими их геоблоками к дневной поверхности. Глобальная причина – в общем остывании планеты с соответствующим уменьшением средней температуры литосферы и увеличением плотностного контраста между корой и верхней мантией, в том числе и за счет редукции астеносферы. Как следствие – изостатическое всплывание неогейских орогенов происходило быстрее и доминирование глыбовых деформаций хрупкого типа наступало в них раньше. Исходные для пегматитов расплавы стали часто попадать в нехарактерные ранее для них обстановки с большей градиентностью тепловых полей, низкими литостатическими давлениями с соответствующим уменьшением растворимости летучих в магме и более ранним их отделением. Неизбежные при этом изменения в интенсивности нуклеации и роста минералов, в порядке их выделения из расплава предопределили другой облик продуктов их кристаллизации и смещение акцентов в минерогении неогейских пегматитов по сравнению с протогейскими.

Литература

1. Основы металлогении метаморфических поясов докембрия. Л.: Наука, 1984. 340 с.
2. Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Прокофьев В.Ю., Гантимурова Т.П. Миароловые пегматиты Кукуртского самоцветного узла (Центральный Памир): Эволюция условий образования жилы Амазонитовая // Геохимия. 1999. №2. С.133–152.
3. Россковский Л.Н., Чмырев В.М., Еременко Г.К., Акбар М. Геология и условия формирования сподуменовых месторождений Гиндукуша (Афганистан) // Геология руд. месторождений. 1976. № 6. С. 19–33.
4. Ткачев А.В. О происхождении зональности пегматитов // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 52–58.
5. Swanson S.E. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures // Amer. Miner. 1977. V.62, № 9/10. P. 966–978.

Геохимические индикаторы динамических условий формирования осадочного чехла древних платформ (на примере Воронежской антеклизы)

Динамические условия формирования структуры осадочного чехла выражены в циклическом строении его разреза, отражающем смену условий горизонтального сжатия и растяжения [2], на фоне которых развиваются локальные поля, обусловленные неоднородным блоковым строением кристаллического фундамента и связанные с областями динамического влияния [3] разломов фундамента в осадочном чехле. Использование геохимических методов было направлено на решение двух задач: 1) поиск закономерностей поведения комплекса элементов-индикаторов в циклах седиментации, трансгрессивные части которых сопоставляются с условиями растяжения и повышенной проницаемости коры, а регрессивные – с условиями сжатия, 2) выявление элементов, реагирующих на смену условий в областях динамического влияния разломов фундамента в осадочном чехле. Опробованию подвергались осадочные образования, характеризующиеся повышенной сорбционной способностью (глины, фосфориты). Динамические условия зон разломов определялись на основе анализа массовых замеров ориентировки трещин в породах разного возраста.

Для решения первой задачи наиболее информативными элементами оказались редкие земли (REE), Ta, Y, Yb, Rb, а также изотопный состав углерода. Поведение REE было изучено в разрезах на правом берегу Дона у г. Семилуки (рис.1), в которых вскрываются семилукский, петинский и воронежский горизонты франского яруса верхнего девона. Семилукский горизонт, отделяясь от выше- и нижележащих отложений региональными перерывами [1], образует самостоятельный трансгрессивно-регрессивный цикл, который одновременно соответствует регрессивной фазе более крупного цикла седиментации (российского), объединяющего саргаевский и семилукский горизонты. Трансгрессивная часть семилукского цикла фиксируется нижнесемилукским подгоризонтом (рудкинские слои), а регрессивная – верхнесемилукским, глины которого и были опробованы.

Петинский и воронежский горизонты вместе с евлановским и ливенским составляют единый (донской) цикл седиментации [1], трансгрессивная часть которого соответствует петинскому и воронежскому горизонтам. Петинский горизонт отделяется от семилукского региональным перерывом, сопровождавшимся перестройкой структурного плана. Условия растяжения трансгрессивной фазы цикла в восточной части Воронежской антеклизы фиксируются излияниями базальтов.

Отмечается отчетливо выраженная тенденция к увеличению содержа-

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия.

² ГПИ «Воронежгеология», Воронеж, Россия.

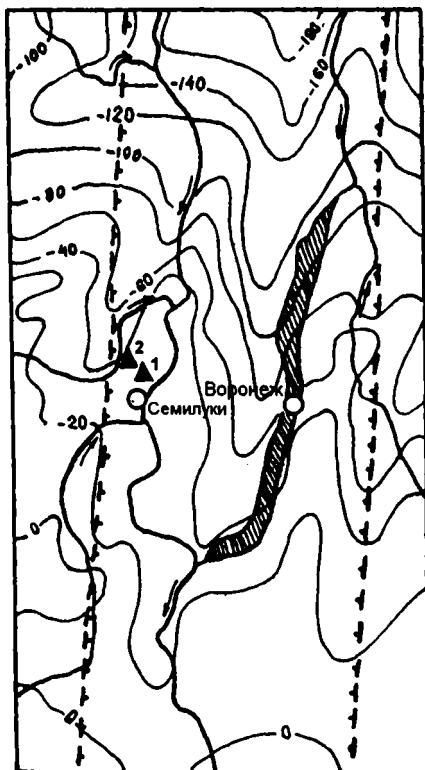


Рис. 1. Схема расположения пунктов геохимического опробования и массовых замеров ориентировки трещин
 1 – изогипсы подошвы осадочного чехла;
 2 – границы зоны разлома; 3 – пункты опробования (1 – в породах девона, 2 – в породах мела)

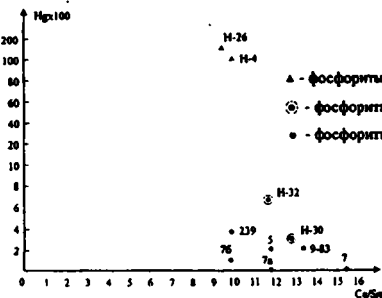
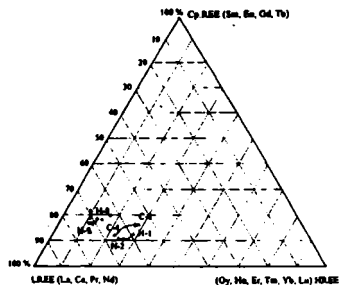
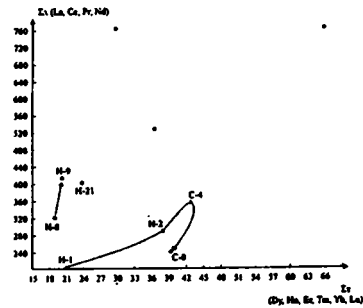
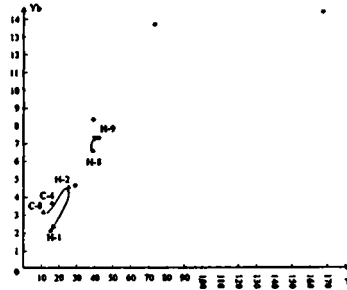
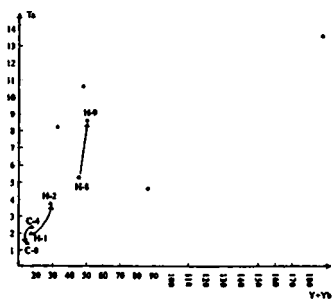
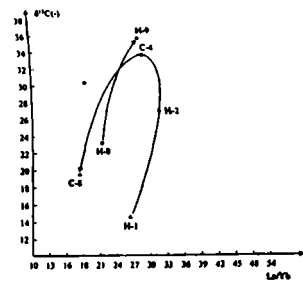
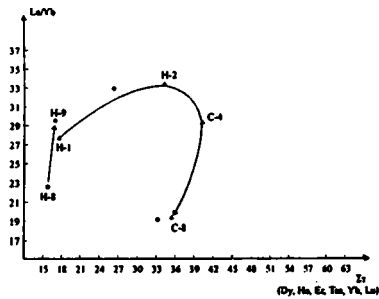
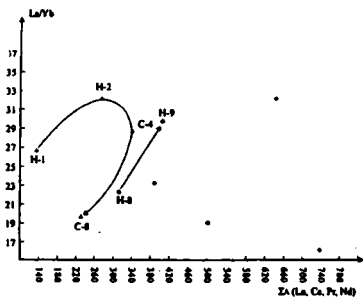
Ястребовский (пашийский) горизонт принадлежит трансгрессивной части коми-цикла (пашийский и тиманский горизонты), отделяющегося снизу и сверху региональными перерывами в осадконакоплении от старооскольского и российского седиментационных циклов. С ястребовским горизонтом также связаны покровы базальтов и прослои туффитов. Непо-



Рис. 2. Диаграммы поведения некоторых элементов в глинах и фосфоритах
 1 – пробы из Ливенско-Богучарской шовной зоны; 2 – пробы из зоны влияния Тим-Ястребовской структуры; 3 – пробы из относительно стабильных участков блока КМА

ний REE в регрессивную стадию цикла и уменьшению – в трансгрессивную. Параллельно изменяется (соответственно, увеличивается и уменьшается) и степень фракционированности REE. Инверсионные тренды изменения содержаний в зависимости от фазы цикла характерны для элемент-пар Yb-Y, Ta-(Y+Yb), Rb-(Y+Yb), хотя выглядят они по-разному и иногда обнаруживают обратные, но обязательно инверсионные тенденции эволюции (например, Ta и Rb).

Инверсионный тип поведения характерен и для $\delta^{13}C$ (рис. 2), тренд которого идентичен трендам REE. Случайность выявленных закономерностей маловероятна. Для сравнения были изучены образцы глинистых пород ардатовского и перекрывающего ястребовского (пашийского) горизонтов в районе г. Павловска. Ардатовский горизонт принадлежит регрессивной фазе старооскольского седиментационного цикла, объединяющего воробьевский, ардатовский и муллинский горизонты живетского яруса среднего девона. От ниже- и вышележащих пород цикл отделен региональными перерывами. К его трансгрессивной части (воробьевский горизонт) в ряде мест восточного крыла Воронежской антеклизы приурочены покровы базальтов.



- △ - фосфориты из зоны влияния Ливенско-Богучарской шовной зоны (1 порядок)
- ⊙ - фосфориты из зоны влияния Тим-Ястребовской структуры (2 порядок)
- - фосфориты относительно стабильных участков блока КМА

Рис.2. Диаграммы поведения некоторых элементов в глинах и фосфоритах.

средственно в пункте опробования (Павловский гранитный карьер) ястребовские (пашийские) отложения залегают с разрывом на ардаатовских (полностью отсутствует муллинский горизонт), представлены дельтовыми фациями (Н-13, Н-14, Н-19, Н-20, Н-21). На всех диаграммах поведения REE и других элементов двух сравниваемых объектов видно, что они принадлежат совершенно разным геохимическим системам. Глинистые породы Павловска характеризуются более высокими суммарными содержаниями REE с заметным обогащением легкими и средними REE. Это связано с повышенной проницаемостью кристаллического основания в ястребовское время, выразившейся в проявлении вулканизма, что подтверждается высокими дисперсиями содержаний всех REE, а также Y, Yb, Ta и Rb. Кроме того, на всех диаграммах соотношений элементов отмечается незакономерное хаотическое их поведение, указывающее на сложные процессы, управлявшие седиментогенезом.

Вторая задача решалась с помощью геохимической индикации по глинам девона и фосфоритам сеномана. Опорные обнажения г. Семилуки расположены в области динамического влияния одного из разломов фундамента, принадлежащего раннепротерозойской Ливенско-Богучарской шовной зоне. Эта область в осадочном чехле представлена полосой повышенной трещиноватости и деформированности пород. Она ориентирована в субмеридиональном направлении и имеет ширину около 25 км (см. рис. 1). Тензоры полей тектонических напряжений восстановлены по результатам анализа массовых замеров ориентировки трещин в семилукских, петинских, воронежских отложениях девона, а также в сеноманских и отложениях верхнего мела. Для всех изученных стратиграфических подразделений устанавливается близкое к горизонтальному (не более 20°) положение осей сжатия и растяжения и субвертикальное положение оси промежуточных напряжений. Ориентировка оси сжатия для семилукских глин характеризуется азимутом падения СЗ 295° и углом падения 15° . Угол между линией простирания области динамического влияния разлома и осью сжатия составляет около 75° и отражает условия поперечного сжатия, характерного для разломов взбросового и надвигового типа.

Для петинских отложений тензор поля напряжений характеризуется следующими азимутами и углами падения (в скобках) осей: растяжения – $200 (15)$; промежуточной – $115 (75)$; сжатия – $295 (15)$. В отличие от семилукских отложений при одинаковой ориентировке оси сжатия, ось растяжения здесь наклонена в противоположную сторону (что, по-видимому, обусловлено перестройкой структурного плана), но для области динамического влияния сохраняются условия поперечного сжатия. Для воронежских отложений положение оси сжатия определяется азимутом и углом падения – $200^\circ (10^\circ)$. Угол между простиранием области динамического влияния и осью сжатия составляет 15° , из чего следует, что область динамического влияния должна была испытывать поперечное растяжение, характерное для разломов сбросового и раздвигового типов.

Наиболее информативным элементом динамических условий зон раз-

ломов оказалась ртуть. Она ведет себя абсолютно автономно и может коррелироваться в разных структурах и процессах с разными элементами. Увеличение ее содержаний является четким индикатором условий растяжения. В глинах семилукского горизонта она отсутствует (Н-1, Н-2), а в верхах петинского и в воронежском горизонтах ее содержания достигают максимальных значений.

Фосфориты сеноманского яруса образуют горизонтально залегающие желваковые прослои мощностью до 0,5 м. Изучены фосфориты двух групп. Первая – из области динамического влияния долгоживущего разлома (г. Семилуки), а вторая – из стабильной области блока КМА. Фосфориты первой группы характеризуются значимыми содержаниями ртути и золота (в отдельных образцах), что хорошо увязывается с условиями растяжения, восстановленными по анализу трещиноватости, развитой в сеноманских отложениях. Ось сжатия тензора напряжений здесь ориентирована в направлении ЮЗ 210° под углом 10° и образует с простиранием области динамического влияния угол 25°, что указывает на условия растяжения, характерные для сбросов с небольшой праводвиговой компонентой. Для фосфоритов стабильных участков (вторая группа) повышенные содержания ртути и золота не зафиксированы.

Таким образом, изучение поведения ряда химических элементов в глинистых породах и фосфоритах различных стратиграфических подразделений осадочного чехла показывают высокую эффективность геохимических методов для решения задач палеотектонического анализа.

Работа выполнена при содействии фонда «Интеграция» (грант К-0335).

Литература

1. Родионова Г. Д., Умнова В. Т., Кононова и др. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы - М.: ЦРГЦ, 1995. - 265 с.
2. Трегуб А. И., Ненахов В. М., Сиротин В. И. Модель геодинамического развития Русской платформы в палеозое // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геологическая. 1998. №5.-С. 7-13.
3. Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю. Области динамического влияния разломов. - Новосибирск: Наука, 1983. -111 с.

Ф.Ф.Третьяков¹

Швы и разломы ограничения основных структурных элементов мезозойд северо-востока России

Современное изучение тектоники мезозойд северо-востока России требует уточнения природы и систематики всех типов региональных разрывных нарушений территории. В геосинклиальной концепции основные принципы учения о разломах опирались на два его главных критерия – глубинности и длительной истории развития (несколько периодов или эр).

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия.

Предполагалось, что чем протяженнее разлом, тем он глубже проникает в земную кору, а швы определялись как глубинные разломы, отделяющие складчатые области от платформ или срединных массивов. Критерии глубинности и длительной истории развития разломов не утратили своего значения и в настоящее время, при изучении разрывных нарушений платформенных областей, но не применимы в полной мере для оценки разломов орогенных поясов.

С точки зрения плитной тектоники в орогенных областях: значительная протяженность разломов не всегда соответствует его значительной глубине проникновения; подавляющая часть разломов не являются долгоживущими (несколько периодов или эр), а швы (сутуры) представляют собой разломы особого генетического типа и формируются в результате столкновения континентальных плит и террейнов. В отличие от обычных деструктивных разломов, образующихся в результате тотального механизма разрушения целого на части, швы являются конструктивными разломами, связанными с механизмом образования целого из частей. Швы указывают на местонахождение зон закрытия древних океанов или субдукций [1] и относятся к разломам, проникающим глубоко в литосферу. Глубина проникновения разломов является важным свойством для деструктивных разрывов, поскольку оно показывает полную или неполную степень разрушения земной коры. Соответственно, выделяются приповерхностные и глубинные разломы. Приповерхностные разломы связаны с деформациями осадочного чехла, но подстилающие породы фундамента при этом остаются недеформированными. Глубинные разломы проявляются при полном разрушении земной коры и литосферы континентальных и океанических областей [3]. Не менее важное значение имеют вопросы определения возраста швов и разломов, так как они связаны со временем развития определенных дивергентных или конвергентных геодинамических процессов. В орогенных поясах швы и большинство деструктивных разломов формируются в результате коллизии или континентальной аккреции и имеют возраст, синхронный образованию данного орогенного пояса.

Горная область мезозоид северо-востока России на западе представлена Верхоянским складчатым поясом, сложенным терригенными толщами верхоянского комплекса, а на востоке – Колымо-Омолонским супертеррейном (микроконтинентом), состоящем из мозаики террейнов различных размеров и происхождения (включая Сугойский синклинорий). Эти две тектонические единицы спаяны друг с другом структурами коллизионного (шовного) пояса Черского, который маркируется дугообразной цепью интрузий Главного и Северного гранитных поясов, прорывающих пакеты аллохтонных пластин из мезозойских и палеозойских пород. На северо-востоке размещается Чукотский микроконтинент, приключенный к разнородным блокам Колымо-Омолонского супертеррейна вдоль коллизионной Южно-Аньюской шовной зоны, а на юго-востоке – окраинно-континентальные структуры Кетанда-Вилигинской зоны, вхо-

дащей в неразделенные Удскую и Кони-Мургальскую дуги, и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. В составе западного элемента Кетанда-Вилигинской зоны рассматриваются пермь-юрские вулканогенные породы Охотского массива как образования активных окраин, заложившиеся на сиалическом основании раздробленного восточного края Сибирского континента. Меловые эффузивы Охотско-Чукотского пояса несогласно перекрывают все главные структурные элементы мезозой, ограничения которых представлены разными генетическими типами разрывов – зонами региональных деструктивных и шовных разломов.

Наиболее выразительной системой приповерхностных разломов ограничения являются Западно-Верхоянская и Нелькано-Кыллахская зоны разломов, которые разделяют структуры Сибирской платформы и Верхоянского складчатого пояса. Ранее они выделялись в качестве краевого шва, но данные современных геологических и структурных исследований показали, что эти разломы относятся к фронтальной системе надвигов Верхоянского складчатого пояса, плоскости которых вырастают из поверхности регионального срыва на границе «кристаллический фундамент – осадочный чехол» и не проникают глубже [2].

Шовные разломы выделяются в обрамлении Колымо-Омолонского микроконтинента, отделяют его от смежных структур и маркируют зоны закрытия Южно-Ануйского и Оймяконского палеоокеанов. Из системы продольных разрывных структур Южно-Ануйской шовной зоны в качестве сутуры может быть выделен Ярканский разлом, имеющий левосдвиговую кинематику. К югу от него, располагаются южной вергентности приповерхностные взбросо-надвиги Уямкандинской системы разломов, по которым различные комплексы Южно-Ануйской зоны шарьированы на смежные структуры Яблонского, Олойского и Хетачанского террейнов. Шовные разломы между Верхоянским складчатым поясом и Колымо-Омолонским микроконтинентом выделяются в составе дугообразного коллизионного пояса Черского. Ранее в качестве шва выделялись: сдвиговый разлом Дарпир и Тирехтях-Улахан-Сисская система взбросо-надвигов, ограничивающие микроконтинент с юго-запада и севера, соответственно. Современные геолого-структурные исследования показали, что эти разломы не являются шовными, а относятся к типу деструктивных приповерхностных взбросо-надвигов юго-западной и северной вергентности. Они ограничивают аллохтонные блоки из палеозойских пород (Селленяхский, Тас-Хаяхтахский и др.), которые, совместно с аллохтонами раннемезозойских пород (Тасканский, Чибгалахский и др.), надвинуты на параавтохтонные структуры Полоусненского и Иньяли-Дебинского синклиниориев, находятся в покровном залегании и интродуцированы позднемезозойскими коллизионными батолитами Главного и Северного гранитных поясов.

Сутуры размещаются в тылу аллохтонных пластин, ограничивая их от автохтонных палеозойских блоков – Омuleвского, Нахаттинского и других не интродуцированных коллизионными гранитоидами. Северная суб-

широтная сутура, между покровными Селеннях - Улахан-Сисскими блоками и структурами Алазейского поднятия, скрыта под кайнозойским чехлом Колымской и Абыйской низменностей. Лишь ее крайнее юго-западное звено – в виде Талындинской зоны разломов – вскрывается в пределах южной части Селенняхского хребта [4]. Юго-западная сутура Кольмо-Омолонского микроконтинента имеет аналогичное выражение. Ее протяженный северо-западный сегмент к северо-востоку от аллохтонных блоков погребен под современными рыхлыми отложениями Момо-Селенняхской системы межгорных впадин. Более короткий, юго-восточный, сегмент вскрывается в виде левосдвигового разлома между аллохтонным Урультунским и автохтонным Омудевским палеозойскими блоками и далее на юго-восток прослеживается в основании кайнозойской Сеймчано-Буондинской впадины. К юго-востоку от впадины, структуры Юго-Западного шва резко обрываются и находятся в торцовом сочленении с надвигами Балыгычанской зоны разломов. Следует предполагать, что в данном участке, толщи пермско-триасовых пород Балыгычанского блока надвинуты и тектонически перекрывают структуры Юго-Западного шва.

Система региональных разломов, ограничивающая структуры Кетанда-Вилигинской зоны с северо-востока, состоит из деструктивных разломов разного типа. Ее северо-восточный сегмент представлен приповерхностными взбросами и надвигами Балыгычанской зоны разломов, по которым пермь-триасовые вулканогенно-осадочные толщи Балыгычанского, Оротуканского и Арманского блоков надвинуты и тектонически перекрывают южные структуры Аян-Юрхского антиклинория, Инъяли-Дебинского и Сугойского синклинориев и шов коллизионного пояса Черского. Не исключено, что эти блоки находятся в покровном залегании. Взбросы и надвиги Балыгычанской зоны разломов разбиты на короткие звенья, смещенные относительно друг друга на десятки километров, более молодыми по возрасту, поперечными левосдвиговыми деструктивными разломами – Тебанинским, Омсукчанским и Умарским, которые в своих южных частях маркируются субдолготными цепочками из полей эффузивов и гранитоидов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Разломы ограничения западного элемента Кетанда-Вилигинской зоны – Охотского массива представлены деструктивными разрывами иного типа. Западной границей является Билякчанский левосдвиговой разлом, отделяющий Охотский массив от Южно-Верхоянского синклинория. Предполагается, что этот разлом и смежный с ним Бурхалинский левый сдвиг входят в единую систему деструктивных глубинных разломов древнего заложения, которые связаны с полным расколом фундамента Сибирского континента и формированием телескопированной рифтовой зоны: Юдомо-Майской – в рифее и Сетте-Дабанской – в девоне. Северная граница массива скрыта меловыми эффузивами Куйдусунской впадины. Восточная граница изучена плохо и трактуется неоднозначно: как меридиональный Нют-Ульбейский разлом или как Кулу-Янский разлом (Хейджанский) северо-западного простиранья.

Литература

1. Дьюн Д.Ф. Шовная зона // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С.280–291.
2. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1993. № 7. С. 23–34.
3. Пейве А.В. Глубинные разломы и мобилизм // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 5–9.
4. Третьяков Ф.Ф. Складчатые структуры южной части Селенняхского хребта (Восточная Якутия) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 43–57.

В.А.Трофимов¹

Структуры горизонтального сжатия в Татарстане: прикладные аспекты

В соответствии с наиболее распространенной точкой зрения, нефтеперспективные антиклинальные структуры на территории Татарстана, как правило, подразделяются на три основных типа: тектонические, тектоно-седиментационные и седиментационные. При этом обычно подразумевается, что структуры, полностью или частично связанные с тектоническими процессами, обязаны своим возникновением вертикальным движениям блоков фундамента. Два последних из названных типов, пользующиеся преимущественным распространением на склонах Южно-Татарского свода, нередко объединяются под названием «рифогенные».

Подобная классификация локальных структур в свое время внесла весомый вклад в открытие многих нефтяных месторождений в отложениях нижнего и среднего карбона. Однако по терригенному девону методика поисков залежей нефти полностью пока не разработана, несмотря на высокую степень изученности недр. На наш взгляд, тупиковая ситуация в этом вопросе сложилась вследствие преобладания во взглядах «фиксистских» воззрений. Рассмотрим на примере некоторых структур иной механизм их формирования, дающий ключ к поиску ловушек и в терригенном девоне.

По данным бурения, рифогенные структуры характеризуются увеличением мощности фаменско-турнейских отложений, наличием структур облекания по вышележащим горизонтам и, за исключением некоторых (Бастрыкская, Новосуксинская, Западно-Поповская и др.), имеют небольшие размеры (1–2 км) и амплитуды (20–30 м). Тем не менее, подобные объекты успешно картируются сейсморазведкой МОГТ и при проверке бурением в 80 – 90% случаев оказываются продуктивными. Этому, в частности, способствует закономерное увеличение сейсмических скоростей в надтульской толще в сводах структур по отражающему горизонту У (кровля тульского горизонта) по сравнению с прогибовыми участками. Но

¹ Институт геологии и разработки горючих ископаемых (ИГИРГИ) Минэнерго РФ и РАН, Москва, Россия.

такое увеличение скорости трудно объяснить исходя из рифогенной природы поднятий.

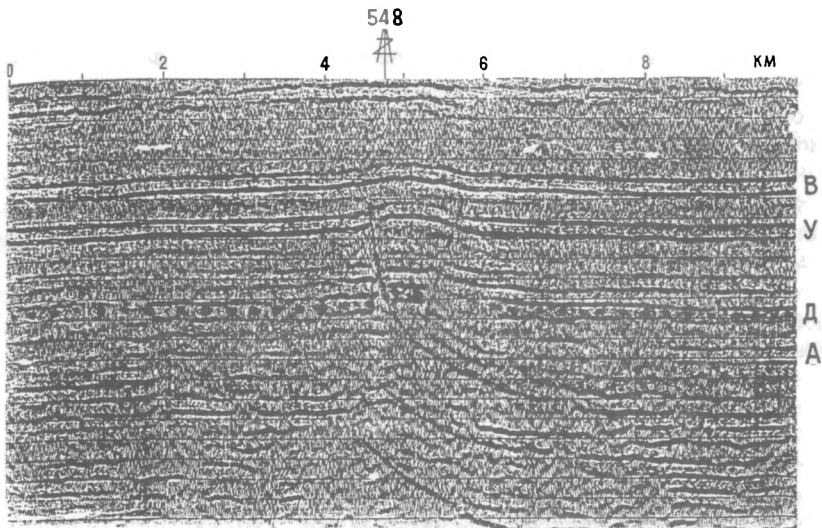
Увеличение скорости в сводах структур достоверно установлено и в нижележащем интервале У–Д (Д – кровля терригенного девона), включающем «рифогенную» толщу, хотя риф как высокопористое тело должен бы отображаться понижением скоростей по сравнению с вмещающими карбонатными породами.

Такая зональность в распределении упругих свойств, вместе с известными фактами неполной компенсации структур в течение длительного геологического времени, их пересечения эрозионными врезами позволяют усомниться в их рифогенной природе. Более вероятно, что формирование подобных структур обусловлено тектоническими факторами, а именно, в обстановке горизонтального сжатия. Вертикальные подвижки менее вероятны или носят подчиненный характер, так как в большинстве случаев структуре по горизонтам карбона соответствует относительно ровный участок или даже прогибание по терригенному девону.

Представляет интерес выявление, по данным сейсморазведки МОГТ, фактических данных или следов воздействия тангенциальных напряжений, возможно, обусловивших формирование поднятий и их морфологию. С этой целью был выполнен анализ сейсмических временных разрезов по ряду площадей склонов Южно-Татарского свода, восточного борта Мелекесской впадины и Казанско-Кировского прогиба. Предполагалось, что эти следы могут быть зафиксированы в виде наклонных и выполаживающихся с глубиной осей синфазности, зон изменения интенсивности записи или их фрагментов, смещений сводов структур в плане или их асимметрии. Не исключалась возможность проявлений дизъюнктивных деформаций в виде смещений осей синфазности отраженных волн и других признаков. При этом учитывалось, что искомые эффекты слабы и могут быть связаны с различного рода помехами.

Тем не менее, следы воздействия тектонических сил в виде отмеченных выше признаков были обнаружены в районе некоторых структур на Шегурчинской, Урмышлинской, Уратьминской, Ерсубайкинской, Лангуйевской, Аксубаевской и других площадях Татарстана, а также в северной части Оренбургской области. Однако в большинстве случаев эти признаки выделяются разрозненно. Так, на профилях 058967, 078834, 138874 четко выделяются только наклонные тектонические нарушения, на профиле 118868, 097703, 058902 – только наклонные отражающие границы в фундаменте, на ряде профилей – только асимметрия структур.

Наиболее ярко результаты воздействия горизонтальных сил запечатлены в временном разрезе по профилю, пересекающему Западно-Поповский «риф» (рисунок). Здесь четко видна асимметрия структуры, тектоническая нарушенность с возможными разрывами по крутому крылу, что проявляется в изменении характера записи и смещениях осей синфазности, выполаживании нарушений с глубиной вплоть до горизонтального положения на временах 0,95; 1,1; 1,35 с (ориентировочные глубины,



Западно-Поповская структура (Северный склон Южно-Татарского склона)

соответственно, 2; 2,5; 3,2 км). В целом же, облик временного разреза свидетельствует о надвигании восточного блока в западном направлении и о формировании структуры в обстановке сжатия.

В скв. 548, пробуренной в непосредственной близости от выявленного сейсморазведкой тектонического нарушения при проходке карбонатной турнейско-фаменской толщи, отмечались провалы бурового инструмента, уходы промывочной жидкости. По данным ГИС в этой толще выделены пласты, имеющие аномально высокую (до 30–40%) пористость и, как правило, совпадающие с интервалами, где отмечались осложнения при бурении. Таким образом, фактические данные по скважине подтверждают правильность интерпретации материалов сейсморазведки.

Результативные данные по сейсмическому профилю, пересекающему Западно-Поповское поднятие, иллюстрируют также возможность обнаружения тектонических разрывов по горизонту Д и связанных с ними ловушек нефти, т.е. возможный путь решения проблемы терригенного девона.

Границы в фундаменте на отмеченных выше глубинах в районе Западно-Поповского поднятия имеют тектоническую природу и являются ложем надвига. Учитывая возможную катаклазированность и разуплотненность пород в этих интервалах, можно прийти к выводу что они могут представлять интерес как вероятные коллекторы и как объект изучения глубоким бурением.

Данные по Западно-Поповской структуре представляют интерес и при оценке перспективности выявленных объектов в западной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Так, на Бурнашевской структуре,

расположенной на правом берегу Волги в пределах Казанско-Кировского прогиба, как и на Западно-Поповской структуре, заметна асимметрия, четко выделяется наклонное тектоническое нарушение, завершающееся врезом – зоной увеличенной мощности терригенных отложений нижнего карбона. По сути, генезис этой структуры близок к генезису Западно-Поповской структуры. Однако выполаживание тектонических границ здесь происходит на больших глубинах. Кроме того, если на Западно-Поповской структуре тектонические подвижки происходили в послеврепейское время, то на Бурнашевской структуре, судя по временному разрезу, они в основном завершились в раннекаменноугольное время. Тем не менее, для оценки перспектив нефтеносности Западного Татарстана здесь целесообразно пробурить глубокие скважины в своде структуры по горизонтам осадочного чехла и на ее крыле – для вскрытия возможной разуплотненной зоны в фундаменте.

Таким образом, результаты сейсморазведки МОГТ и анализа скоростей, не отвергая в принципе наличия структур, связанных с рифами, свидетельствуют о широком развитии структур, обусловленных тангенциальным сжатием.

Определение генезиса антиклинальных структур, их связи со строением фундамента имеет не только теоретическое, но и практическое значение, например, при поисках залежей нефти в терригенном девоне. Учитывая, что при формировании структур в обстановке сжатия в среде образуются локальные зоны растяжения, в которые могут всасываться углеводороды, но можно прогнозировать такие зоны как в чехле, так и в фундаменте с позиций тектонофизики и флюидодинамики на основе полученных данных о геометрии и динамике формирования складок.

В заключение отметим еще два интересных факта. Во-первых, демонстрируемый на рисунке профиль проходит практически через эпицентр 4–5-балльного землетрясения, произошедшего здесь в 1988 г. и, во-вторых, глубина очага практически соответствует глубине субгоризонтальных разломов. Это свидетельствует о том, что горизонтальное сжатие повлекло за собой не только формирование антиклинали, но и явилось впоследствии причиной ощутимых толчков.

Г.Ф.Уфимцев¹

Новейшая тектоника Азии: трансект от Индостанского полуострова и до Арктического побережья

Мантия Земли в секторе, включающем Азию и северную часть Индийского океана, судя по результатам планетарной сейсмической томографии [1], обогащена охлажденным веществом. В рельефе геоида это выражает-

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

ся субмеридиональной полосой его пониженных высот. Она, в свою очередь, распадается на крупнейший на планете Индоокеанский минимум (-112 м) и пониженную Азиатскую ступень, разделенные уступом в районе Гималаев и Южного Тибета. Но именно в этом относительно охлажденном секторе Земли располагаются такие уникальные формы тектонического рельефа, как Гималаи и Тибет, и распространены как нигде более возрожденные горы, занимающие всю Внутреннюю и Северо-Восточную Азию. Особенности тектонического рельефа и новейшей геодинамики этой части Евразийского материкового массива удобнее рассмотреть в полосе (трансекте) от полуостровной Индии и до берега Северного Ледовитого океана у дельты р. Лены.

Две главные особенности свойственны новейшей структуре Индостанского щита. Первая – это наклонно поднятая глыба Западных Гатов, ограниченная с запада крутым уступом вдоль побережья Аравийского моря. Она аналогична морфологически таким же плеча–противоподнятиям Красноморского межматерикового рифта, но возникла ранее, при расколе Гондваны. Морфологическая сохранность наклонно поднятой глыбы Западных Гатов, отсутствие сколько-нибудь заметных следов ее денудационного разрушения обусловлены бифуркацией межматерикового рифтогенеза при расхождении континентальных массивов и возникновении океанических бассейнов: оформляется срединно-океанический хребет, но на шельфе или континентальном склоне гондванского материка или субконтинента развиваются глубокие прогибы и грабены, и около них бывшее плечо–противоподнятие межматерикового рифта продолжает развитие в новой тектонопаре, длительно сохраняя свои морфологические особенности.

Вторая особенность новейшей тектоники Индостана – это рифт Нармада, по нормали отходящий от впадины Камбейского залива и рассекающий в восток-северо-восточном направлении Индостанский щит. Он относится к характерным элементам морфотектоники Гондванских материков и субконтинентов – рифтам «типа Бенуэ» вблизи входящих углов их ограничений. На восточном продолжении рифта, в месте погружения Индостанского щита под Индо-Гангский передовой прогиб, распространена своеобразная система долин–грабенов и сопровождающих их узких (первые десятки километров) и протяженных (более 400 км) поднятий (шовного типа?); примером таких систем может служить долина–грабен р.Сон и хребта Виндхья. Разломы этого (СВ или СВВ) направления погружаются под Индо-Гангский передовой прогиб и появляются в Восточных Гималаях, находящихся как бы в тени сопровождающего их поднятия–сателлита плато Шиллонг.

Поддвиг Индостанского субконтинента под Гималаи и формирование Сиваликского континентального аккреционного клина является одним из элементов более объемного процесса – сближения Индоокеанского и Азиатского относительно охлажденных коромантийных блоков, из которых первый обладает вертикальными размерами порядка 1500 км [2]. Сближению и столкновению коромантийных блоков, а не литосферных

плит, также соответствует характер сейсмичности в Тибет-Гималайском регионе, где глубокофокусные землетрясения проявляются более в крайних синтаксисах.

Новейшая гималайская орогения многогранна: торшение края Индостанского субконтинента перед контрфорсом Цангпо-Индской сутуры и скучивание литосферы в виде пакета надвиговых пластин; последующие их складчатые деформации и эрозийное расчленение верхних аллохтонов, после чего происходило выжимание синклиналильных ядер под действием горизонтального сжатия. В морфотектонике Гималаев существенно значение поперечных линеаментов, разделяющих аллохтоны с различной скоростью и амплитудой перемещения. Молодые сместители оформляют высокие, обращенные на юг стены высочайших горных массивов Эвереста, Канченджанги, Чо-Ойю и др. Гималаям свойствен крутой скат цокольной поверхности гор с перепадом высот 4000–4500 м, который должен определять гравитационную неустойчивость приповерхностных частей литосферы, и значение этого геодинамического фактора еще предстоит оценить. В тыловой части горного сооружения, Трансгималаях, по-видимому, происходят автономные вздымания массивов миоценовых турмалиновых двуслюдяных гранитов.

При сравнении новейшей орогении Гималаев и Загроса, находящихся в близких структурных позициях, возникает предположение, что мы наблюдаем в них «разноглубинные» элементы единого орогенического процесса, причем в первых, в связи с большим смещением на север Индоокеанского коромантийного блока, проявлены деформации окраины кратона.

Тектонический рельеф Тибета характеризуется, в первую очередь, общим цокольным поднятием высотой до 5000 м и более, на котором располагаются краевые (Алтынтаг и Наньшань) и внутренние (Куньлунь) зоны линейного коробления и тектонического скучивания, глыбовые поднятия и блоковые поля и междугорья. Характерный элемент новейшей структуры – поперечные субмеридиональные впадины и сопровождающие их поднятия, видимо, рифтогенные. Тектонический рельеф Тибета сложен и сейчас задает нам больше загадок, нежели ответов. По отношению к нему объяснения с позиций тектоники литосферных плит весьма односторонни, а такие черты новейшей структуры, как общее высочайшее цокольное поднятие, определено обусловлены существованием мощного подлитосферного астенолита.

Тектонический рельеф Внутренней Азии – это сочетание равнинных междугорий и зон тектонического скучивания верхних частей литосферы (коллизийных систем) Тянь-Шаня и Алтая. Характерна встречная вергентность новейших структур этих горных сооружений, преобладание козырьковых надвигов; листрические надвиги редки и, видимо, приурочены к их окраинам (южный фас Алтая). Такой характер разломной тектоники говорит о, видимо множественных, трансформациях молодых тектонических перемещений в верхних частях литосферы. Приуроченность Алтая и Тянь-Шаня к скатам цокольной поверхности, конформных на-

клонному залеганию кровель астенолитов, говорит о существенном, наряду с поперечным горизонтальным сжатием литосферы, значении последних в формировании коллизионных зон тектонического скупивания.

В Монголо-Сибирском горном поясе (от южных склонов Хангая и Хэнтея и до Сибирской платформы) мы наблюдаем разнообразие новейших геодинамических факторов. Горному поясу свойственно умеренной высоты общее сводовое цокольное поднятие, обеспеченное мощным подлитосферным астенолитом. Глубинный канал, соединяющий последний с нижней мантией, выражен субмеридиональным цокольным поднятием «горячей линии 100° в.д.». Выступ аномальной мантии от краевой части астенолита определяет развитие Байкальского рифта, а растяжение литосферы в нем компенсируется умеренным тектоническим скупиванием в центральной полосе горного пояса. Легкие литосферные блоки Хангая, Хэнтея и Восточного Саяна испытывают длительные изостатические сводовые воздымания, сквозные по отношению к эпохам орогенеза и тектонического покоя.

В пределах Сибирской платформы тектонический рельеф образует две структурные группировки. На востоке, в области нижнепалеозойской плиты, в тектоническом рельефе «просвечивает» концентрически-радиальная структура древнего кратона, однако в краевых ее частях наблюдаются инверсионные перекосы под влиянием соседних орогенов. В области развития траппов, в западной части платформы, господствуют общие и сводовые поднятия, в том числе инверсионные (Путоранский свод), а краевая Приенисейская ступень платформы обнаруживает некоторую аналогию с окраинными наклонно поднятыми глыбами южных материков.

Литература

1. Kawakami S., Fujii N., Fukao Y. Frontiers of the Earth and Planetary Sciences: A Gallery of the Planetary Worlds // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100, No. 1. P. I-VIII.
2. Тараканов Ю.А., Винник Л.П. Новая интерпретация ундуляций геоида на море // ДАН СССР. 1975. Т. 220, № 2. С. 339–341.

О.А.Федоренко¹, Б.С. Ужкенов², Н.В. Милетенко³,
Ван Футун⁴, Б.А.Исаходжаев⁵, Ю.Д.Заманов⁶,
А.Г. Конюхов⁷, С.Л.Брызгалов¹, В.А.Быкадоров¹,
М.С.Рафаилович¹, А.В.Смирнов¹

Основные черты минерагении Центральной Евразии в свете геодинамических и палеогеографических реконструкций

Усилиями геологов восьми стран в 2001 г. завершается составление Атласа литолого-палеогеографических, структурных и палинспастических карт Центральной Евразии. Со второй половины 2001 г. планируется начать второй этап этого международного проекта. Он будет посвящен углубленному изучению геологии и минерагении трансграничных бассейнов и рудных районов. Уже на первом этапе проведена систематизация большинства значимых месторождений и выявлены важные особенности их формирования.

Центральная Евразия является частью современной Евразийской литосферной плиты. Она характеризуется сложным тектоническим строением и многоэтапным развитием. Здесь располагаются (рисунок): окраина Восточно-Европейской плиты, пять микроконтинентов и 15 орогенических поясов, содержащих многочисленные крупные и уникальные месторождения черных, цветных, редких, благородных металлов и нерудных полезных ископаемых. В 13 разновозрастных осадочных бассейнах разведаны и эксплуатируются крупные месторождения нефти, газа, углей, урана, бокситов, солей и других полезных ископаемых.

При минерагеническом анализе в первую очередь изучались современные структуры, сформированные в ходе длительной и сложной геодинамической истории. В современном виде более или менее отчетливо свой первоначальный облик сохранили микроконтиненты и аккреционные вулканоплутонические пояса. В меньшей степени сохраняются островные вулканические дуги. Междуговые бассейны, как правило, превращаются в шовные структуры. На месте чехлов пассивных окраин континентов и микроконтинентов располагаются складчато - надвиговые пояса. Закрывшиеся океаны в орогенических поясах представляют собой зоны, сложенные фрагментами разных геодинамических обстановок. Такие зоны, формирующиеся при последовательном развитии аккрецион-

¹ Геологическая компания ЮГГЕО, Алматы, Казахстан.

² Министерство природных ресурсов и охраны окружающей Республики Казахстан, Алматы, Казахстан.

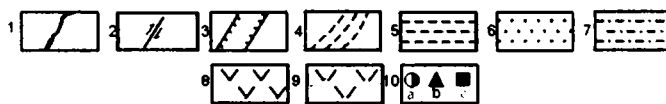
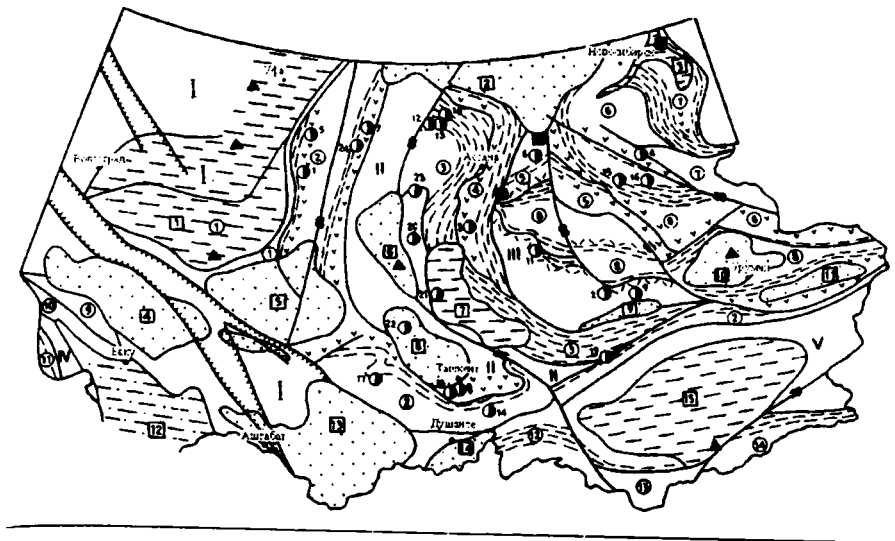
³ Министерство природных ресурсов (МПР), Москва, Россия.

⁴ Синзянское геологическое управление КНР, Китай.

⁵ Государственный комитет по геологии и минеральному сырью Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан.

⁶ Комгеологии по минеральным ресурсам Республики Азербайджан, Баку, Азербайджан.

⁷ Агентство по геологии и минеральным ресурсам Республики Кыргызстан, Бишкек, Кыргызстан.



1 - Границы орогенических поясов, микроконтинентов, бассейнов. 2 - Главные сдвиги.
3 - Авлакогены. 4 - Аккреционно-шарьяжные зоны. Возраст бассейнов:

5 - палеозойско-кайнозойские, 6 - мезозойско-кайнозойские, 7 - кайнозойские.

8 - Вулканические островные дуги. 9 - Окраинно-континентальные вулканические пояса.

10 - Месторождения: а - рудные; б - нефтегазовые; с - угольные.

Главные тектонические элементы: Континенты и микроконтиненты. I - окраина Восточно-Европейской плиты; II - Тургайско-Срединно-Тяньшанский; III - Балхашский; IV - Закавказский; V - Таримский. Орогенические пояса: ① - Кадомский; ② - Уральско-Южно-Тяньшанский; ③ - Кокчетавско-Северо-Тяньшанский; ④ - Степняк-Бетпақдалинский; ⑤ - Бозшакүль-Шингизский; ⑥ - Обь-Зайсанский; ⑦ - Алтае-Саянский; ⑧ - Джунгаро-Балхашский; ⑨ - Предкавказский; ⑩ - Главного Кавказа; ⑪ - Малого Кавказа; ⑫ - Памирский; ⑬ - Центрально-Куньлуньский; ⑭ - Восточно-Куньлуньский. Бассейны: 1 - Прикаспийский; 2 - Западно-Сибирский; 3 - Кузнецкий; 4 - Мангышлакско-Предкавказский; 5 - Северо-Устьртско-Аральский; 6 - Южно-Тургайский; 7 - Чу-Сарысуйский; 8 - Сырдарьинский; 9 - Илийский; 10 - Джунгарский; 11 - Турфанский; 12 - Южно-Каспийский; 13 - Амударьинский; 14 - Афрано-Таджикский; 15 - Таримский.

ных и коллизионных процессов, предлагается именовать «аккреционно-шарьяжными зонами». Древние рифты и авлакогены распознаются по формационному составу, а молодые часто сохраняют морфологические признаки.

В раннебайкальский и каледонский этапы главную роль в зарождении и локализации рудоносных систем играли процессы рифтогенеза, в меньшей степени, – океанического спрединга и субдукции. Для металлогении герцинского и киммерийского этапов ведущее значение имели коллизионные, субдукционно-надсубдукционные и авлакогенные обстановки. Вышеназванные типы тектонических структур обладают характерной ме-

Главные рудноформационные типы и геодинамические обстановки Центральной Евразии

Рудно-формационный тип (номера месторождений на тектонической схеме)	Вмещающая геологическая формация (возраст)	Геодинамическая обстановка эпохи рудообразования (возраст)
Хромитовый (1.Алма-Жемужина)	Дунит-гарцбургитовая (O ₂)	Океанический спрединг (O ₁)
Колчеданно-полиметаллический (2.Текели)	Доломитовая (R ₃)	Рифтовая (R ₃ , O ₁ , D ₁)
То же (3.Жайрем)	Терригенно-карбонатная (D ₃)	Авлакогенная (D ₃ -C ₁)
То же (4.Ленинбургское)	Базальт-риолит-кремнисто-терригенная (D ₂₋₃)	Надсубдукционная (D ₂₋₃ -C ₁)
Медно-колчеданный (5.Гайское)	Риолит-базальтовая (D ₂₋₃)	Надсубдукционная (D ₂₋₃)
Золото-колчеданно-полиметаллический (6.Майкаин)	Андезит-базальтовая (Pz ₁)	Надсубдукционная (O ₁ -S ₁)
Скарново-магнетитовый (7.Соколовско-Сарбайское)	Туфогенно-терригенно-карбонатная (C ₁)	Надсубдукционная (C ₁ -C ₂)
Золото-сульфидно-кварцевый жильно-штокервовый (8.Кочбулак, 9.Ащи)	Андезит-дацит-трахиандезитовая (C ₂)	Надсубдукционная (C ₂₋₃)
Медно-порфировый (10.Кальмакыр, 11.Коунрад)	Андезит-дацитовая, андезит-базальтовая (D ₃ ; C ₁₋₂)	Коллизионная (C ₁₋₂ , C ₃ -P ₁)
Уран-эйситовый (12.Косачинос)	Углеродисто-терригенная (R-V)	Коллизионная (D ₃)
Касситерит-кварцевый (13.Сарымбет)	То же	То же
Антимонит-киноварный джаспероидный (14.Хайдаркан)	Терригенно-карбонатная (C ₁₋₂)	Коллизионная (C ₃ -P ₁)
Золото-сульфидный прожилково-вкрапленный (15.Бакырчик)	Углеродисто-терригенная (C ₁₋₂)	То же
Танталосных пегматитов (16.Белогорское)	Углеродисто-терригенная (C ₃)	То же
Золото-сульфидно-кварцевый штокервовый (17.Мурунтау, 18.Васильковское, 19.Кумтор)	Углеродисто-терригенная, углеродисто-терригенно-карбонатная (R-V, O ₁ -S)	Рифтовая (R-V, O ₁ -S) Коллизионная (D ₂₋₃ , C ₃ -P ₁)
Медистых песчаников (20.Жезказган)	Терригенная (C ₂₋₃)	Внутриконтинентальная суборогенная (C ₃ -P ₁)
Урановый инфильтрационный (21.Инкай, 22.Карамурун)	Терригенная (K ₂ -P)	Внутриконтинентальная суборогенная (P-N)
Бокситовый (23.Аркалык, 24.Краснооктябрьское)	Элювиально-осадочная (K ₂ -P ₁)	Внутриконтинентальная (K ₂ -P ₁)

таллогенической специализацией. Определенным стратоуровням и геодинамическим обстановкам присущи свои типы месторождений полезных ископаемых, или ассоциации месторождений (таблица). Наиболее насыщены рудными полезными ископаемыми рифей-вендский, средневерхнедевонский и камноугольный стратоуровни Центральной Евразии. Большинство крупных месторождений многостадийны и полихронны. Часто продуктивные рудовмещающие формаций накапливались в одной геодинамической обстановке, а концентрация руд и формирование собственно месторождений происходило в других обстановках. В таблице при-

ведены наиболее характерные геодинамические обстановки и время формирования главных рудных месторождений Центральной Евразии.

Месторождения нефти, газа и углей Центральной Евразии приурочены к континентальным, краевым и внутриорогенным осадочным бассейнам. Наиболее крупные месторождения нефти и газа локализованы на пассивной окраине Восточно-Европейского континента – Волго-Уральский, Прикаспийский (D-P), Северо-Кавказско-Мангышлакский и Амударьинский (J-K) бассейны. Высоким потенциалом обладает Южно-Каспийский молодой глубоководный бассейн. Внутриконтинентальные бассейны - Южно-Тургайский (J-K), Ферганский (J-P), Джунгарский (P-J) имеют меньшие запасы углеводородов. В Центральной Евразии преобладают два типа угленосных бассейнов – карбонатно-терригенные (C₁, P₁) и терригенно-угленосные бассейны (J).

П.И. Федоров¹, А.В. Колосков²

Кайнозойский вулканизм Вьетнама

Вдоль континентальной окраины Вьетнама и прилегающих островов Южно-Китайского моря широко проявлен кайнозойский внутриплитный вулканизм, в результате которого были образованы ареалы толеитовых и щелочных базальтов. Их распространение контролируется сдвигами и сбросами субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания, приведшим к образованию структур раздвига (pull-apart). Часть ареалов имеет двучленное строение, связанное с двумя эпизодами вулканической деятельности. Современные K-Ar [1, 5] и Ar-Ar [2] датировки позволяют провести синхронизацию проявления вулканизма на территории Вьетнама в пространстве и во времени.

Вулканыты размещены в четырех секторах, перекрывая отложения докембрийской, палеозойской и мезозойской коры. К северному сектору относятся вулканические ареалы четвертичного возраста Дьен-Бьен-Фу, Фу-Ку, Хе-Сан и о-ва Хон-Жо (плейстоцен). В центральном секторе располагаются ареалы Буон-Ме-Тхот (3,3–4,6 и 0,3–1,9 млн лет), Батаган, Шон Кау (плиоцен-четвертичный), Плейку (2,6–4,8 и 0,6–2,5 млн лет) и о-ва Ку-Лао-Ре (12 и 0,4–1,2 млн лет). Юго-западный сектор содержит наиболее крупный вулканический ареал Индокитая – Фу-Риенг (15,0–15,1 и около 5 млн лет). Юго-восточный сектор включает центры Далат (10,5–22,5 и <1,8–2,6 млн лет), Хуан-Лок (2,2–2,42 и 0,4–1,1 млн лет) и вулканические острова Б. Катуйка (вулкан Иль-де-Цендр; среднеплейстоценовый–современный) и Тху (плейстоцен).

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

² Институт вулканической геологии и геохимии (ИВГиГ) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия.

Нижний комплекс вулканических ареалов образован потоками кварцевых и оливиновых толеитов, при незначительной роли щелочных базальтов, связанных с извержениями трещинного типа, приуроченными к протяженным разломам, а породы верхнего комплекса представлены щелочными оливиновыми базальтами, базанитами, реже нефелинитами и трахибазальтами, образующими постройки центрального типа, сопряженные со сдвигами. Подобная закономерность выдерживается в большей части сложно построенных ареалов, за исключением Буон-Ме-Тхот, где установлена обратная последовательность [5].

По соотношению щелочи–кремнезем, базальты принадлежат к субщелочной и щелочной сериям. CIPW нормативные вариации определяют пределы вариаций кварцевых толеитов (*qz*-нормативных), оливиновых толеитов (*ol+hy*-нормативных), щелочных базальтов (*ne* до 5%), базанитов (*ne* свыше 5%) в большинстве вулканических центров, отражая степень кремнедосыщенности в породах от раннего комплекса к позднему.

Вариации химического состава толеитов закономерно зависят от минерального состава породы. Так, оливиновые толеиты всегда более магнезиальны, тогда как кварцевые – богаче содержаниями SiO_2 Al_2O_3 . Подобные закономерности обычны для продуктов кристаллизации базальтовой магмы с преобладающим фракционированием оливина на ранних стадиях и плагиоклаза – на поздних стадиях дифференциации. Поведение несовместимых элементов, таких как Cr, Ni, Co, также связаны с процессом дифференциации и контролируются появлением на ликвидусе минералов-концентраторов, в первую очередь оливина.

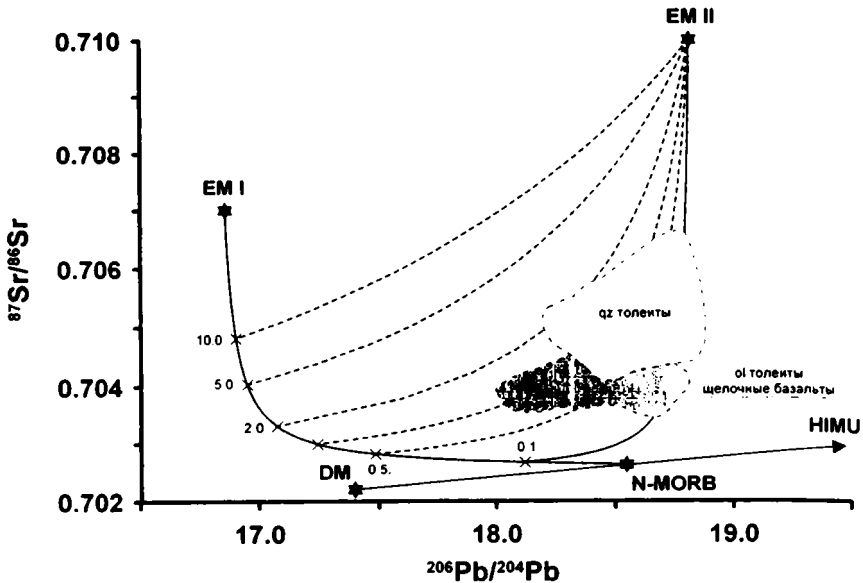
В отношении общей геохимической характеристики вьетнамских толеитов необходимо отметить их обогащение относительно примитивной мантии и базальтов типа E-MORB и близость к базальтам OIB. Однако отличия выражены положительными аномалиями Ba и пониженными содержаниями Th, Nb, Ta. Несмотря на пониженные содержания Ta и Nb, для оливиновых и кварцевых толеитов Вьетнама не характерен Ta-Nb минимум, широко проявленный в аналогичных породах восточной окраины Азии. Слабый Ta-Nb трог отмечается только в кварцевых толеитах ареала Плейку. Близость вьетнамских толеитов продуктам внутриплитной геохимической специализации подтверждается также рядом диаграмм (Th-Hf-Ta, $(\text{La}/\text{Sm})_n$ -La/Hf, Th/Yb-Ta/Yb и др.), на которых фигуративные точки базальтов занимают дискриминантные поля E-MORB и WPB. Характеристики редкоземельного состава вьетнамских толеитов разного возраста и разных ареалов также близки. Толеиты характеризуются дифференцированным спектром REE, обогащение легкими лантаноидами при этом увеличивается от *qz* толеитов к оливиновым ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,4-2,5$ и $1,8-4,3$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=2,3-8,2$ и $6,2-20$). Результаты изотопных исследований толеитов Вьетнама, выполненные авторами работы [4], как и ряд оригинальных анализов стронция, показывают, что состав пород изменяется от слабо деплетированного до умеренно обогащенного ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70356-0,70651$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51259-0,51292$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,01-18,89$) относительно BSE.

Базальтоиды щелочной серии характеризуются умеренно высокими содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=2,0-7,9\%$), высокими титана ($\text{TiO}_2=1,8-3,7\%$), фосфора и низкими алюминия. Содержания переходных элементов вариabильны (концентрации Cr изменяются от 110 до 450 г/т, Ni от 70 до 430 г/т, Sc от 18 до 22 г/т). Концентрации некогерентных элементов высокие, близкие к таковым в базальтах ОИВ. Для щелочных базальтов всех ареалов характерен слабый Ta-Nb максимум, за исключением трахиандезитобазальтов Бао-Лок и Хуан-Лок, в которых отмечается минимум в распределении данных элементов. Принадлежность щелочных базальтоидов к внутриплитным образованиям подтверждается Th/Ta , Ba/La отношениями, расположением фигуративных точек на дискриминантных диаграммах, фракционированным спектром распределения REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=2,7-7,0$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=11-33$). Базальтоиды показывают меньшие вариации в изотопном составе свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,1-18,6$) при более вариabильных отношениях изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7035-0,7045$) и неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51277-0,51303$).

В целом, толеиты отличаются более низкими содержаниями титана и железа, чем щелочные базальты при одинаковых концентрациях магния. При переходе от кварцевых толеитов к щелочным базальтам увеличиваются La/Hf , Ta/Yb , Zr/Y , Ba/Sr , Th/Yb , La_n/Yb_n отношения и уменьшаются Hf/Ta , Zr/Nb , $\text{K}_2\text{O/P}_2\text{O}_5$ и Ti/Zr . Оливиновые толеиты являются переходными между кварцевыми толеитами и щелочными базальтами. Подобное различие между толеитовыми и щелочными базальтами внутриплитной геохимической специализации определяется, по мнению ряда исследователей (например, [3]), в большей степени гетерогенностью источников, чем природой плавления или фракционной кристаллизации, отражая процессы вовлечения в петрогенезис тугоплавкой астеносферной мантии, обогащенной литосферной мантии, или глубинного мантийного диаспира, что иллюстрируется диаграммами изотопного смешения. Так, во вьетнамских базальтах при переходе от кварцевых толеитов раннего комплекса к щелочным базальтам верхнего увеличивается доля обогащенной компоненты EM I и снижается доля литосферной EM II [4], что, в целом, согласуется с изменением условий выплавления от кварцевых толеитов при низких давлениях к щелочным базальтам при высоких (рисунок).

В итоге, необходимо отметить следующее. Кайнозойский вулканизм Вьетнама имеет рифтогенную природу и его проявления тесно связаны с глубинными сдвигами и сбросами, развитие которых привело к образованию раздвиговых структур. По химическому составу базальты принадлежат породам внутриплитной геохимической специализации и характеризуют литосферный и астеносферный резервуары мантии. Обладая, в целом, сходством поведения петрогенных и редких элементов внутри петрохимических серий, базальты Вьетнама различаются изотопным составом.

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



Вариации отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в кайнозойских базальтах Вьетнама, по: [4]

Литература

1. Новиков В.М., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Колосков А.В. Возраст молодого вулканизма юго-востока Индокитая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 39–44.
2. Lee T.-Y., Chen C.-Y., Lo C.H. et al. Preliminary results of ^{40}Ar – ^{39}Ar dating of Cenozoic basalts in the Indochina region and its tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2000 (in press).
3. Mahoney J.J. Deccan traps // *Continental flood basalts* / Ed. J.D. MacDougall. Kluwer Acad. Publ. 1988. P.151–194.
4. Hoang N., Flower M.F.J., Carlson, R.W. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60, № 22. P. 4329–4351.
4. Hoang N., Flower M.F.J. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: Implication for origin of a «Diffuse Igneous Province» // *J. Petrol.* 1998. V.39, № 3. P. 369–395.

В.С.Федоровский¹, Е.В.Скляр²

Комплексы метаморфических ядер зон растяжения как результат коллизионной геодинамики

Открытые сравнительно недавно комплексы метаморфических ядер кордильерского типа, ныне установлены на всех континентах. Возрастной интервал их формирования широк: от позднего докембрия до кайнозоя.

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

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

По многим параметрам геодинамический режим, с которым связано возникновение метаморфических ядер, отвечает растяжению (extension) и контрастному проявлению зоны полого сброса (detachment). Процесс сопровождается тектонической денудацией комплекса неметаморфизованных пород, перекрывающих нижележащие метаморфиты, а затем – куполовидной деформацией, в результате чего и вскрывается собственно метаморфическое ядро. Последнее обстоятельство определяет морфологическое сходство кордильерских ядер и зон купольного тектогенеза. Вместе с тем, в геодинамическом плане эти структуры кажутся совершенно несопоставимыми, так как, в отличие от метаморфических ядер зон растяжения, гранито-гнейсовые купола формируются в режиме коллизии. Сейчас накапливаются данные, позволяющие снять это противоречие.

1. Достоверно установлено (запад США и Канады, Забайкалье, Гималаи и Тибет, Турция, Норвегия, север Африки, Центральная Европа и др.), что формированию комплексов метаморфических ядер предшествовали аккреционно-коллизионные процессы. По сути, масштабное растяжение и становление кордильерских ядер означает коллапс созданной ранее коллизионной континентальной коры. Именно этот термин, как правило, и употребляется геологами при описании такой геодинамики.

2. Гранито-гнейсовые купола представляются в этом плане совершенно иными. Они возникают непосредственно во время коллизии, отвечая кульминации и поздним стадиям этого процесса, как раз тогда, когда масштабно проявляются коллизионный метаморфизм и выплавление гранитов. В этом легко убедиться. Основными компонентами любого гранито-гнейсового купола являются его ядро и оболочка (обрамление). И то, и другое образовано метаморфическими породами. Здесь нет никаких исключений. Очевидно, что истинные купола – синметаморфические структуры. Обращаясь к комплексам метаморфических ядер кордильерского типа, можно видеть, что там картина иная: региональные метаморфиты образуют только само ядро таких структур, а их роль в составе оболочки ничтожна, либо их там нет вовсе. Этих данных достаточно для того, чтобы заключить, что кордильерские ядра, в отличие от гранито-гнейсовых куполов, имеют (с позиций регионального метаморфизма) постметаморфический генезис.

3. Вместе с тем, решение этого вопроса оказывается не таким простым, как может показаться на первый взгляд. Подобная картина свойственна только неглубоким срезам ядер кордильерского типа. Именно там можно видеть, что интенсивно проявленный региональный метаморфизм (как раз он и сопровождается возникновением гранито-гнейсовых куполов) предшествует формированию таких ядер. Синхронный с последними метаморфизм носит уже дислокационный характер. Он локализован в зоне детачмента, отделяющего экспонированный фрагмент коры или собственно ядро (с более ранним, аккреционно-коллизионным метаморфизмом) от неметаморфизованных пород оболочки, формирование которых связано уже с режимом растяжения. При этом дислокационный метамор-

физм охватывает в основном как раз породы оболочки. По существу, именно по зоне детачмента и происходит тектоническая денудация самой этой оболочки. Важно отметить, что специфическая мегакупольная форма ядер кордильерского типа лучше всего опознается как раз по соответствующей деформации бластомилонитов зоны детачмента. Ситуация оказывается парадоксальной: в комплексах метаморфических ядер кордильерского типа собственно региональный метаморфизм не имеет никакого отношения к геодинамике их становления. Само ядро оказывается лишь результатом тектонического и эрозионного вскрытия инфраструктуры, экспонирования древних метаморфитов в верхние уровни коры. Подобную ситуацию можно наблюдать именно в варианте неглубокого среза метаморфических ядер – такого, который существует в области их тектонотипа на западе США, в Забайкалье. Аккреционно-коллизийные метаморфиты этих ядер не связаны ни со временем формирования самих таких ядер (они древнее), ни с геодинамикой их становления (растяжение). Однако в более глубоких срезах коры (когда и оболочка, и зона пологого сброса уже эродированы), в комплексах коллизийных метаморфитов обнаруживаются глубинные свидетельства растяжения, начавшегося непосредственно во время кульминации коллизии (синметаморфические базиты рифтогенного типа, Ольхонский регион Западного Прибайкалья). Мы предполагаем, что все эти такие различные процессы на самом деле взаимосвязаны и взаимообусловлены.

Геодинамика растяжения, реализация которой приводит к возникновению комплексов метаморфических ядер, по-видимому, сама инициирована событиями аккреционно-коллизийной геодинамики, является ее прямым следствием. Как показывает сравнительный материал, тектоническая позиция рифтогенных зон развития ядер кордильерского типа не случайна, а закономерна: они повсеместно маркируют предшествующие по времени зоны аккреции и коллизии. Можно заключить, следовательно, что и купольный тектогенез, и процессы формирования метаморфических ядер не автономны, а составляют различные этапы единого коллизийно-го сценария становления континентальной коры.

4. Аномально мощная (сдвоенная) кора, возникающая в зонах коллизии, тектонически резко неоднородна. Если учесть, что формирование такой коры практически всегда сопровождается метаморфизмом и выплавлением гранитов, то станет ясно, что прямым следствием коллизии должно быть и резкое (катастрофическое) нарастание ее реологической неоднородности. Коллапс подобной коллизийной коры представляется неизбежным, и он реализуется в геодинамике растяжения (растекания, рифтогенеза). Результат такого сценария – формирование комплексов метаморфических ядер. Таким образом, практически в одном и том же месте можно наблюдать морфологически сходные гранито-гнейсовые купола коллизийной природы и куполовидные «метаморфические» ядра зон растяжения. Различные варианты сочетаний генетически столь разных структур зависят от степени эрозионного среза. Наблюдения, сделанные

в неглубоких срезях, показывают, что купольный тектогенез предшествует формированию метаморфических ядер. В таких случаях нередко создается впечатление о том, что эти процессы оторваны по времени и не связаны друг с другом. Изучение более глубоких срезов коры свидетельствует о вещественном и хронологическом сближении этих процессов. В докладе рассматриваются примеры, почерпнутые из литературы, а также обсуждаются новые данные, полученные авторами в Прибайкалье и Забайкалье. Синтез этих данных приводит к заключению о том, что коллапс коллизионной коры, ее растяжение начинаются не после возникновения такой коры, а гораздо раньше, непосредственно во время самой коллизии. Вывод: формирование комплексов метаморфических ядер зон растяжения есть прямой результат коллизионной геодинамики.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 99-05-65642, 99-05-64892, 00-15-98576).

Н.И.Филатова¹, П.И.Федоров²

Кайнозойский магматизм как индикатор процессов растяжения Тихоокеанской континентальной окраины (на примере Корейско-Сихотэ-Алинского и Япономорского регионов)

Новые данные по тектонике и магматизму Кореи и синтез информации по вулканизму Сихотэ-Алиня [1,10; и др.] и Японского моря [5,7-9; и др.] позволили охарактеризовать закономерности эволюции магматизма зон растяжения континентальной окраины востока Евразии, а также выявить зависимость состава продуктов магматизма от интенсивности режима растяжения.

На континентальной окраине, в пределах Кореи, разрез постсубдукционных вулканитов начинается шошонитами олигоцена [4], характеризующимися высокими содержаниями К и признаками известково-щелочных пород (обогащение LILE, истощение HFSE, Ta-Nb минимум). Аналогичного состава породы широко распространены на восточной окраине Азии, включая и Сихотэ-Алинь, где базальтоиды эоцено-олигоценового комплекса обладают свойствами известково-щелочных образований и нередко повышенной калиевостью [10].

Нижне-среднемиоценовые вулканиты рассматриваемого региона характеризуются латеральной зональностью: обогащенные разности континентальной окраины сменяются деплетированными толеитами на участках максимального растяжения – в Японском море и прилежащих зонах континента. В Корее нижнемиоценовые базальты относятся к щелочной

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

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

серии, но включают также и субдукционный компонент, что выражается в пониженном содержании Ti, Ta и Nb. Среднемиоценовые щелочные базальтоиды Кореи являются аналогами внутриплитных базальтов (WPB), обогащенных HFSE, с фракционированным спектром REE. В скважинах Японского моря выявлены нижнемиоценовые толеиты доминирующего типа N-MORB (с низким содержанием некогерентных элементов и уплотненным спектром REE), хотя присутствуют и близкие к E-MORB вулканисты, несколько обогащенные LREE, HFSE и LILE [5,7]. Наиболее деплетированные разности слагают верхнюю часть нижнемиоценового комплекса скв. 797. Нижне-среднемиоценовые (23–15 млн. лет) толеиты типа N-MORB, реже E-MORB распространены и в зонах растяжения края континента, примыкающих к Японскому морю, – в зоне Яннам Кореи и в Сихотэ-Алине. Примечательно, что все толеиты Японского моря и прилегающих частей континента несут субдукционные метки.

В верхнемиоценовом и плиоцен-голоценовом интервалах п-ова Кореи, островов Японского моря (Чечжудо, Уллындо, Оки) и северо-запада о-ва Хонсю Японии доминируют щелочные базальтоиды (иногда в сочетании с кислыми разностями) типа WPB, обогащенные некогерентными элементами. В подчиненном объеме присутствуют толеиты, отличающиеся более высокой степенью обогащенности HFSE и LREE по сравнению с нижнемиоценовыми породами Японского моря и смежных зон континента. Эти позднекайнозойские щелочные и толеитовые базальтоиды по химизму близки породам Восточно-Африканских рифтов и грабена Рио-Гранде Америки. В пределах Сихотэ-Алиня на этом уровне выделяются два комплекса: средне-верхнемиоценовый (14,7–8,7 млн лет) и верхнемиоцен-плиоценовый (8,7–5,0 млн лет) [10]. Первый из них включает толеиты, аналогичные составам E-MORB, а верхний комплекс представлен щелочными базальтоидами WPB-типа.

Выявленная латеральная зональность вулканистов на нижнемиоценовом уровне позволяет сделать вывод о двух различных тенденциях в эволюции кайнозойского магматизма участков края континента с различной интенсивностью растяжения. Там, где режим растяжения в кайнозойе выражался в образовании сдвигов, сбросов и грабенов, эволюция магматизма протекала от шошонитов и известково-щелочных пород эоцена–олигоцена через нижне-среднемиоценовые щелочные базальтоиды (несущие также признаки субдукционной составляющей) к щелочным породам позднего миоцена–голоцена; внутриплитный компонент последних представлен в наиболее «чистом» виде. На участках интенсивного раннемиоценового растяжения – в Японском море и смежных зонах континента – шло накопление толеитов, состав которых во времени менялся от обогащенных разностей к деплетированным. Последние характеризовали стадию максимального раскрытия Японского бассейна, сопровождавшуюся формированием океанической коры [5,7; и др.].

На континенте на постспрединговом этапе (средний миоцен–голоцен) потоки толеитов были единичны, однако значительный их объем нако-

пился в интервале 14,7–8,7 млн. лет в Сихотэ-Алине, где они наследуют тенденцию формирования деплетированных базальтов от раннемиоценового этапа [10].

Влияние субдукционного компонента резко сокращалось во времени: оно было определяющим в шошонитах эоцена–олигоцена, уменьшилось в щелочных и толеитовых базальтоидах нижнего и среднего миоцена и становится незначительным (а чаще практически отсутствует) в плиоцен-четвертичных вулканитах. Установлен несоответствующий характер латерального распределения обогащенных субдукционным компонентом кайнозойских вулканитов по трансекту Корея – Японское море – юго-запад о-ва Хонсю, из чего следует отсутствие генетической связи этого компонента с зоной субдукции Нанкайского или/и Японского желобов. Более того, вулканиты удаленных от желобов ареалов нередко несут признаки более интенсивных надсубдукционных метасоматических процессов, чем породы, приближенные к ним. Это свидетельствует о генетической независимости Японского моря и прилегающих окраинно-континентальных зон растяжения от формирования позднекайнозойских надсубдукционных вулканических дуг Японии и о большей обоснованности модели, в которой режим растяжения на востоке Азии ставится во взаимосвязь с Индо-Евразийской коллизией [8; и др.].

Изменение во времени и по латерали геохимических свойств кайнозойских магматических пород, а также изотопных их составов позволяет обсудить проблему смены источников. Уже наиболее ранние, эоцено-олигоценовые, шошониты востока Азии формировались в условиях прекратившейся субдукции [2–4,8]. Они возникли на начальной стадии растяжения и декомпрессии из малоуглубинных источников типа ЕМIII субконтинентальной литосферной мантии, испытавшей интенсивный метасоматоз в связи с более ранними субдукционными процессами на предшествующем мезозойско-палеоценовом этапе формирования окраинно-континентальных вулканических поясов. Первые порции щелочных расплавов миоцен-голоценового этапа еще несут отражение (значительно ослабленное) субдукционных процессов прошлого в виде составов ЕМII. Однако, судя по обогащенным внутриплитным свойствам, пониженному изотопному составу Nd, а также по соотношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, миоценовые базальтоиды связаны в основном с источниками типа ЕМI, возникновение которых ставится во взаимосвязь с воздействием нижнемантийного плюма. Для объяснения появления небольших объемов толеитов, пространственно тесно ассоциирующих с щелочными базальтоидами на миоцен-голоценовом уровне в Корее, на о-вах Японского моря и в юго-западной части о-ва Хонсю, не исключается возможность рециклинга океанической коры, что могло обусловить гетерогенность свойств воздымающегося нижнемантийного плюма.

В рамках рециклинговой модели находят также объяснение субдукционные метки некоторых толеитов и щелочных базальтоидов верхнего миоцена–голоцена, поскольку флюиды из рециклинговой океанической

коры могли способствовать метасоматозу верхней мантии, который по интенсивности и химизму практически сходен с надсубдукционным метасоматозом [6].

Раннемиоценовый толеитовый магматизм Японского моря и смежных зон растяжения континента был связан с астеносферными источниками. Судя по повышенным значениям отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при данных величинах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, состав астеносферы всего Восточно-Азиатского – Японского региона был аналогичен таковому астеносферы Индийского океана [8]. Внедрившиеся в субконтинентальную литосферу I-MORB-подобные астеносферные диапиры на первой стадии раскрытия Японского моря обусловили возникновение расплавов со смешанными химическими свойствами: на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ магматические комплексы скважин Японского моря образуют линейный тренд от DM-состава до компонента EMII. На следующей стадии максимального раскрытия Японского бассейна были задействованы наиболее «чистые» астеносферные источники с максимальными величинами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (до 0,5131).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 99-05-65578 и 99-05-65462).

Литература

1. Есин С.В., Пономарчук В.А., Шипицин Ю.Г., Палесский С.В. Петрогенезис Совгаванского толеит-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1995. Т.32, №2. С.70–79.
2. Меланхолина Е.Н. Тектонические обстановки развития активных окраин запада Тихого океана // Геотектоника. 1993. №1. С.79–95.
3. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 /Под ред. Н.А.Богданова и В.Е.Хаина. М.: ИЛОВМ РАН. 2000. 193с.
4. Федорчук А.В., Филатова Н.И. Кайнозойский магматизм Северной Кореи и геодинамические обстановки его формирования // Петрология. 1993. Т.1, №6. С.645–656.
5. Allan J.F., Gorton M.P. Geochemistry of igneous rocks from legs 127 and 128, Sea of Japan // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128, pt.2. P. 905–929.
6. Baker J., Chazot G., Menzies M., Thirwall M. Afar plume-implications for mantle plumes, flood volcanism, and intraplate volcanism // Geology. 1998. V.26, №5. P.431–434.
7. Cousens B.L., Allan J.F. A Pb, Sr, and Nd isotopic study of basaltic rocks from the Japan Sea, Legs 127/128 // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128, pt.2. P. 805–818.
8. Flower M., Tamaki K., Hoang N. Mantle extrusion: A model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the Western Pacific // Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. W.: AGU, 1998. P. 67–88.
9. Nakamura E., McCullouch M.T., Campbell J.H. Chemical geodynamics in the back arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotopic compositions // Tectonophysics. 1990. V. 174, №3/4. P. 207–233.
10. Okamura S., Arculus R.J., Martynov Yu.A. et al. Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from the Japan Sea region // Geology. 1998. V.26, №7. P.619–622.

Механизм формирования зоны перехода Азиатский континент – Тихий океан

Проблемы возникновения зон перехода от коры с континентальным типом строения к коре океанического типа до настоящего времени являются актуальными и все еще не нашедшими своего окончательного решения.

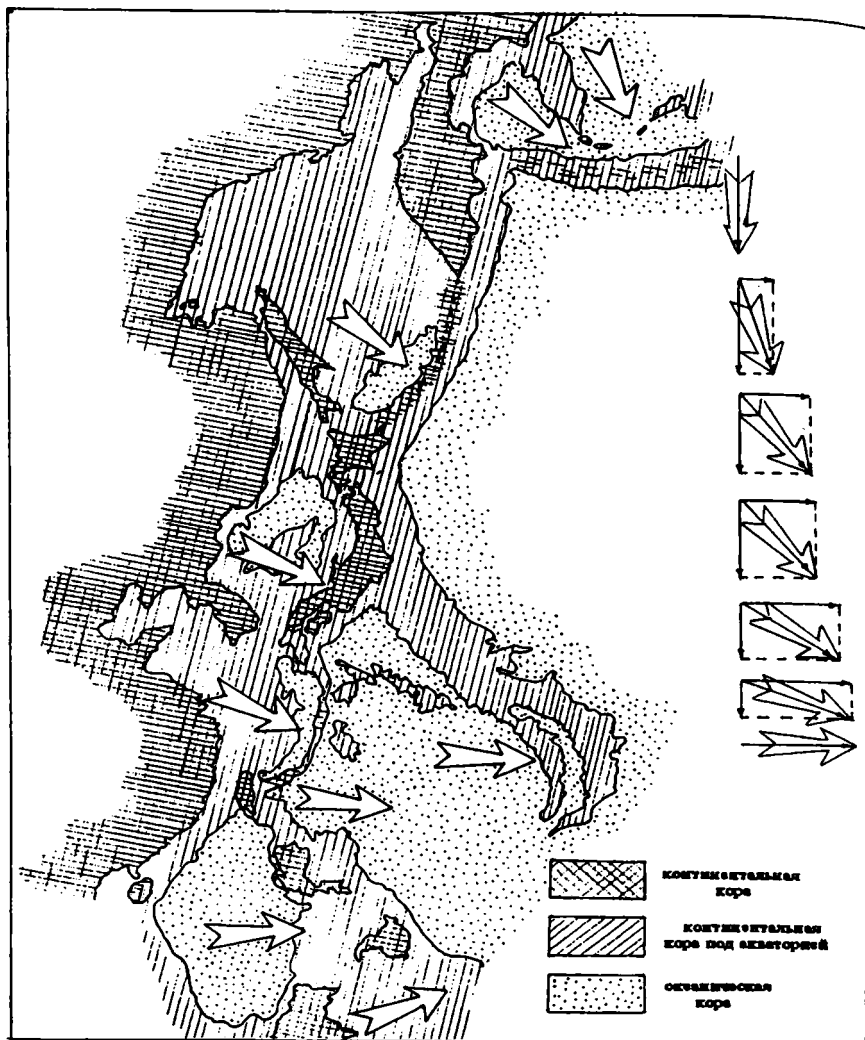
Результаты геолого-геофизических исследований последних десятилетий в окраинных морях Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны позволяют с достаточной долей уверенности определить взаиморасположение различных по генезису участков коры под их акваториями. Сейсмические разрезы показывают, что подавляющее большинство морфоструктур, скрытых под акваториями морей (материковые склоны, бордерленды, подводные возвышенности, хребты), сложены корой континентального типа и только глубоководные котловины – новообразованной океанической.

Такое взаиморасположение морфологических структур, сложенных различными по генезису типами коры, однозначно подтверждает идею возникновения окраинных морей в результате рассеянного спрединга, направленного в сторону океанической плиты. Он обеспечивается за счет выделения из-под континентальной плиты мантийных потоков. При этом краевые части плиты, предварительно отделенные от материка глубинными разломами, под давлением этих потоков надвигаются на океаническую плиту, образуя островные дуги и архипелаги.

Характерны генеральные направления этого спрединга в различных морях, определяемые по наибольшей ширине глубоководных котловин и наибольшему выгибу островных дуг в сторону океана. В Южно-Китайском и Филиппинском морях – они субэкваториальные. По мере продвижения к полюсу эти направления приобретают всё больший угол по отношению к экватору и становятся субмеридиональными в котловинах Берингова моря (рисунок).

Причиной проявления такой закономерности является ротационный режим планеты, а его следствием – проскальзывание земных оболочек относительно друг друга ввиду различной величины их масс. При *замедлении вращения* планеты вокруг собственной оси инерционное движение к востоку литосферной оболочки (как более легкой) будет медленнее, чем верхнемантийной; верхнемантийной – медленнее, чем нижнемантийной и т.д. На поверхности планеты это явление выражается как «западный дрейф» литосферы. В этом же режиме происходит уменьшение центробежной силы и обратно пропорционально этому – увеличение ускорения силы тяжести (g). А поскольку вес определяется формулой $P=mg$, то происходят увеличение веса литосферной оболочки и, в связи с этим, ее

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.



Направления движения мантийных потоков, формирующих глубоководные котловины окраинных морей в зоне перехода

более плотное прилегание к нижележащей мантии. Следствием этого будет увеличение силы трения между оболочками и рост температуры, а в результате этого – интенсивная выплавка мантийного субстрата, продвигающегося в условиях замедления вращения к востоку. Однако чисто инерционное движение мантийных масс вдоль параллелей при этом из-

меняется в силу влияния закона сохранения момента инерции ($J = mrv = \text{const}$). Поскольку масса частицы (m) неизменна, окружная скорость (v) в условиях торможения падает, то условие «const» может быть соблюдено лишь за счет увеличения радиуса вращения (r). В реальных условиях частица мантийного расплава, помимо движения на восток, будет стремиться занять больший радиус вращения, т.е. двигаться еще и в сторону экватора. Составляющая этих двух направлений движения и будет выражаться в направлении мантийного потока при спрединге в каждом отдельно взятом окраинном море по-своему.

В приэкваториальных морях – Южно-Китайском и Филиппинском – занять больший радиус вращения для элементарной частицы расплава уже практически невозможно, и потому условие сохранения момента количества движения (J) соблюдается лишь за счет увеличения скорости вращения (v). В реальности это выражается в больших масштабах движения мантийных потоков по сравнению с другими окраинными морями региона.

Несколько отличные процессы происходят при *ускорении вращения* планеты. В этом случае, ввиду увеличения g , уменьшается вес земных оболочек и, соответственно, их давление на нижележащие, уменьшается сила трения между ними. Снижается диапазон температур, возникающих при трении: плавлению будут подвержены более низкотемпературные минеральные фракции, что проявится как эпоха гранитоидного магматизма. Соответственно, уменьшается и объем мантийных выплавов, а их движение идет в направлении, обратном предыдущему. Будут преобладать процессы гравитационной перестройки, что вызовет образование новых блоков коры, их перемещение на новые позиции и интенсивное разломо- и горообразование. При последующей смене режима вращения планеты (торможении) эти разломы послужат путями проникновения мантийных материалов к ее поверхности.

Такая поочередная смена тектонических процессов на Земле носит циклический характер и была установлена еще в прошлом веке. Величина цикла определяется по разным оценкам [1–5] в 180–220 млн лет и имеет свое астрономическое обоснование.

Известно, что Солнечная система движется вокруг ядра Галактики по эллиптической орбите, совершая один оборот вокруг него примерно за такой же период. При приближении к галактическому ядру она попадает в область плотных звездных скоплений и нарастающих градиентов гравитационных, магнитных и электромагнитных полей, оказывающих тормозящее воздействие на орбитальное движение Земли. А поскольку одним из основных требований законов небесной механики является обязательное сохранение момента количества движения любым космическим телом, вращающимся вокруг собственной оси, то Земля, попадая в сильные «тормозящие» поля, должна самопроизвольно увеличивать скорость вращения вокруг собственной оси и снижать ее при выходе из области влияния этих полей. Таким образом устанавливается определенный ротационный режим планеты. И как результат – радикальные изменения характера

эндогенных процессов и основанных на них глобальных тектонических перестроек.

Литература

1. Паренаго П.П. Курс звездной астрономии. М.: Гостеоилитиздат, 1946. 439 с.
2. Стывас М.В. Переменность вращения Земли и геотектоника // Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 1958. № 5/6.
3. Тамразян Г.П. Геологические революции и космическая жизнь Земли // ДАН АЗССР. 1954. Т.10, №6. С.433–437.
4. Третьак А.Н. Феномен Галактического года в эволюции Земли // Геофиз. журн. 1996. Т.18, №6. С.31–38.
5. Ясманов Н.А. Галактический год и периодичность геологических событий // ДАН. 1993. Т.328, №3. С.373–375.

**И.Б.Филиппова¹, А.К.Бухарин², В.А.Буш¹, Ю.А.Волож³,
А.В.Дженчураева⁴, А.Н.Диденко⁵, В.Н.Пучков⁶, А.В.Смирнов⁷,
С.П.Шокальский⁸**

Аккреционная и коллизионная тектоника окраин Палеоазиатского океана

В настоящем докладе аккумулируются выводы, полученные при анализе палинспастических карт, составленных для моментов геологического времени 390, 380, 360, 330, 305, 280 и 255 млн лет назад в рамках проекта «Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии». При составлении палинспастических карт применялась методика, разработанная Л.П.Зоненшайном [1]. Основой палинспастических реконструкций послужили разработанные А.Н.Диденко новые траектории кажущейся миграции палеозойских палеомагнитных полюсов для Европы, Сибири и Тарима [2, проект РФФИ № 99-05-64857], а также палеомагнитные данные последних лет. Палинспастическая основа корректировалась на оригинальном и опубликованном [3,4,5; и др.] материалах по геодинамическим характеристикам структурных элементов и на общепринятых расчетных параметрах движения литосферных плит.

К началу девона (390 млн лет) Европа, состоявшая из дорифейского ядра (Балтия) и обрамлявшего ее пояса кадомид, совместно с Таримом обрамляли с юга Палеоазиатский океан, отделяя его от Палеотетиса. Эти континентальные плиты, а также сформированный в конце ордовика Ка-

¹ ГНПП Аэрогеофизика МПР РФ, Москва, Россия.

² САИГИМС, Ташкент, Узбекистан.

³ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

⁴ Институт геологии НАН Кыргызстана, Бишкек, Кыргызстан.

⁵ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия.

⁶ Институт геологии Уф НЦ РАН, Уфа, Россия.

⁷ Геологическая компания ЮГГЕО, Алма-Ата, Казахстан.

⁸ ЗапСибгеолсъемка, Новокузнецк, Россия.

захстан располагались в низких приэкваториальных широтах. В средних северных широтах лежала в «перевернутом» положении Сибирь. Казахский континент (с глубоким заливом океанического Джунгаро-Балхашского бассейна) разделял обширный Палеоазиатский океан на три частных океанических бассейна: Туркестанский, Уральский и Обь-Зайсанский. В этих бассейнах продолжался спрединг, сопровождавшийся всесторонним поглощением океанической коры под Казахстан, а также под Сибирь. Внутроокеанические системы островных дуг разделяли Уральский, Обь-Зайсанский и Джунгарский бассейны. Ширина океанов по расчетам средних скоростей спрединга и палеомагнитным данным составляла 1400–1500 км. Внутри них местами располагались карбонатные платформы с субконтинентальной корой.

К середине девона (380 млн лет) все континенты смещаются к северу на 800–900 км, вращаясь по часовой стрелке. Завершается спрединг в океанических бассейнах, и они начинают интенсивно сокращаться (Джунгаро-Балхашский – на 400–600 км) под влиянием продолжающейся субдукции. Внутроокеанические террейны сближаются с зонами субдукции, в результате чего на Южном Урале начинают формироваться первые покровы и перестраивается система островных дуг.

В конце девона (360 млн лет) отмечается резкое сокращение океанов и стягивание континентов к точке 60° в.д., 20° с.ш., где лежал Казахстан. Палеоазиатский океан переходит в стадию закрытия и столкновения окружающих его континентов: начинается косая, проградирующая к северу коллизия в Уральском океане, в ходе которой усиливается покровообразование (Кракинский, Сакмарский аллохтоны) и формируются флишево-олистостромовые комплексы. Интенсивное вращение Сибири по часовой стрелке (около 70° за девон–пермь) приводит к образованию правых сдвигов в Алтае-Саянской области и к сжатию континентальных структур. Перестройка системы островных дуг происходит в Джунгаро-Балхашском и Обь-Зайсанском бассейнах.

В начале карбона (330 млн лет) континенты продолжают перемещаться к северу и вращаться по часовой стрелке. Возобновляется мощный вулканизм на активных окраинах Казахстана и Тарима, и отмечается столкновение с континентами островных дуг на окраинах Обь-Зайсанского океана со сменой их вергентности в Джунгарии. Продолжает закрываться и Туркестанский океан, что подтверждается смещением его карбонатных платформ на 500–600 км к северу и началом формирования флишево-олистостромовых комплексов.

В конце карбона (305 млн лет) начинается процесс общей коллизии Европейского, Казахстанского и Сибирского континентов с формированием азиатской части Пангеи. Закрываются Уральский и Обь-Зайсанский океаны, где возникают складчато-покровные сооружения, и лишь в Зайсане остаются флишево-олистостромовые прогибы. То же происходит и в Туркестанском океане при столкновении Казахстана с Таримом и с Афгано-Таджикским аккреционным блоком. Здесь возникает система флише-

во-олистостромовых прогибов во фронте и в тылу формирующихся покровов со встречной (южной на севере и северной на юге) вергентностью. Столь же быстро закрываются остаточные океанические заливы Прибалхашский и Джунгарский, возбуждая мощный субдукционный вулканизм.

Начало перми (280 млн лет) суть терминальное время общей коллизии и раздавливания образовавшихся складчатых поясов. Окончательно оформились две гигантские горно-складчатые дуги: Уральско-Тянь-Шаньская и Салымско-Обь-Зайсанская, что сопровождалось обширным коллизионным гранитоидным плутонизмом. Завершавшееся вращение Сибири и Казахстана при эффектах предшествующей косоугольной коллизии вызвало мощные продольные сдвиговые перемещения вдоль Урала и Рудного Алтая. Полностью закрылся Джунгаро-Балхашский бассейн; зона коллизии была поражена гранитоидным плутонизмом, а вулканизм начал приобретать черты внутриплитного. Древние трансформные разломы этого пространства были преобразованы в крупные сдвиги (Западно-Балхашский, Центрально-Казахстанский, Дарбутский).

Поздняя пермь (255 млн лет) – это время окончательного спаивания сооружений Урало-Монгольского пояса, отмеченное мощными сдвигами. Завершилось вращение Сибири, причем в начале траса произошло столкновение ее пассивного Алтае-Саянского края с Нюрольским микроконтинентом и образовалась Томь-Колыванская складчато-покровная дуга, опирающаяся своими концами на Иртышско-Салымский и Пайхойско-Кузнецкий сдвиги. После завершения коллизионных процессов на Восточном Урале, в Северном Казахстане, в Западной и Восточной Сибири начался раннетриасовый внутриплитный трапповый магматизм, открывающий сценарий мезозойского развития северной части Азии.

На основе изложенных выше данных можно сделать следующие заключения.

1. Единые протяженные зоны конвергенции литосферных плит и субдукции океанической коры (Урало-Южно-Тяньшаньская и Обь-Зайсанско-Сибирская) существуют длительное время (более 110–120 млн лет) и связаны с нисходящими потоками в мантии.

2. Для казахстанской и сибирской окраин Палеоазиатского океана характерна аккреция непосредственно на краях континентальных блоков; на уральской же окраине аккреция осуществляется на определенном расстоянии от пассивной окраины Европы. Также вдали от континентов происходит аккреция на островных дугах, разделявших Зайсанский и Джунгаро-Балхашский бассейны.

3. При закрытии Туркестанского, Уральского и Обь-Зайсанского океанов доминирует косоугольная коллизия, соответствующая вращению по часовой стрелке Казахского и Сибирского континентов.

5. Дифференцированные вращения Сибирского и Казахского континентов порождают крупномасштабные продольные сдвиги, особенно активно развивающиеся на коллизионной и постколлизионной стадиях.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, Т.1 326 с.; Т.2.336 с.
2. Диденко А.Н. Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 35 с.
3. Бисекз Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПб ун-та, 1996. 189 с.
4. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия. 2000. 146 с.
5. Carol A.R., Liang Y., Graham S.A., Xiao X., Hendrix M.S., Chu J., McKnight A. Junggar basin, northwestern China: Trapped Late Paleozoic Ocean // Tectonophysics. 1990. V.181, № ¼. P.67–96.

И.Л.Фишман¹

Девонский океанический рифтогенез на площади Шуылдак (Южные Мугоджары)

Площадь Шуылдак представляет собой южное окончание крупнейшей тектонической структуры, контролирующей развитие ниже-среднедевонского вулканизма на всем протяжении Урала. Практически все элементы океанического рифтогенеза, включая вулканические структуры и синхронную (в целом) метаморфическую зональность на площади Шуылдак (в отличие от большей части Урала), почти не затронуты последующими дислокациями и метаморфическими преобразованиями, они неплохо представлены в естественных обнажениях, вскрыты скважинами глубиной до 500 м и открывают уникальную возможность для построения типовой модели режима океанического рифтогенеза – процесса, исключительно важного для понимания тектонической жизни и геологической истории Планеты.

Проведенные на площади структурные исследования (аэрофотогеофизические данные), огромный объем петрографического материала позволяют в качестве основных структурных элементов девонского рифтогенеза выделить осевые зоны спрединга и вулканотектонические депрессии.

Осевые зоны спрединга (ОЗС) представлены комплексом параллельных долеритовых даек – субвулканической геологической формацией, состоящей из плотно прилегающих (реже незначительно разобщенных), вертикально падающих и субмеридионально вытянутых дайковых тел, каждое из которых имеет мощность 1–3 м, а длину – несколько десятков метров. В современном эрозионном срезе дайковое сообщество прослеживается с севера на юг не менее, чем на 160 км, а с запада на восток – до 40 км. Несомненно, что при оценке общей протяженности за основу должен быть принят размер всей уральской ветви Палеоазиатского океана, а латеральный предел (как будет показано ниже) может быть определен расчетным путем.

¹ Университет «Арна», Алматы, Казахстан.

В пределах зоны Шуылдак на основе изучения структурных элементов, анализа геофизической информации и метаморфической зональности в рамках единого ранне-среднедевонского рифтогенеза выделяются две разновозрастные ОЗС: более древняя Каульджурская и секущая Шилгесай-Актогайская. На детально изученном участке площадью около 150 кв. км они ориентированы (соответственно) в ВСВ и ЗСЗ направлениях. Их формирование рассматривается как результат относительно локального перескока оси раздвижения морского дна. При этом азимутальные вариации не выходили из пределов главного уральского направления.

Картирование метаморфизма показывает, что в Каульджурской ОЗС преобладают условия амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, контуры которых контролируются как общей ориентировкой ОЗС, так и многочисленными габброидными плутонами, форма которых нередко приближается к изометричной. Изометричные плутоны рассматриваются как вероятные периферические очаги – корни вулканотектонических депрессий. Несколько меньшие по размерам плагиогранитные плутоны обычно ассоциируются с олигоклазовыми амфиболитами (продуктами натрового метасоматоза в условиях фации эпидотовых амфиболитов), которые рассматриваются как субстрат для выплавки автохтонного гранитно-гослава.

Шилгесай-Актогайская ОЗС характеризуется широким распространением условий пумпеллит-пренитовой фации. Исключительно редко встречающиеся небольшие по размерам габброидные плутоны вытянуты в направлении общего простиранья зоны.

Вулканотектонические депрессии (ВТД) представляют все разнообразие эффузивных продуктов океанического спрединга. Откартировано семь ВТД – изометричных структур, достигающих 5–10 км в поперечнике. Предыдущие, наиболее широко известные описания лав (исключительно базальтового состава) [1,2] были получены при исследовании одной из них, рассматривавшейся в качестве крупного лавового озера. Структурное бурение выявило большую (свыше 500 м) мощность эффузивного разреза, на основании чего на смену модели лавового озера было предложено представление о ВТД [3]. Установлено, что, наряду с преобладающими базальтами, в составе ВТД заметная роль принадлежит риолитам и исландитам. Выявлены и изучены вулканические постройки центрального типа – пологие конусы диаметром до 2 км, извергавшие базальтовую и исландитовую магму. Глубинной основой ВТД являются периферические габброидные очаги – реликты былого положения ОЗС. Происходящие в них процессы дифференциации, включая флюидно-магматическое взаимодействие, приводят к формированию порфировых базальтов, а также исландитовой магмы, субвулканическим проявлением которой являются своеобразные офитовые кварцевые диориты.

Скорость спрединга определялась по особенностям химического состава базальтов. В изученных на площади Шуылдак выборках был установлен высокий (не менее 0,64) коэффициент корреляции между TiO_2 и

FeO' / MgO. Это дало возможность использовать известную методику, построенную на основе изучения современных океанических рифтов, которая уже ранее была использована применительно к Шуылдакским базальтам [2]. Наши выборки были сформированы с учетом полученных новых данных о структуре зоны рифтогенеза. В результате были получены следующие скорости: Каульджурская ОЗС – 3,8 см/год, Шилгесай-Актогайская – 6 см/год. Интересно, что для базальтов ВТД, которые изливались без связи со спредингом, было на основе формального применения той же методики рассчитано значение 3,5 см/год. По-видимому, полученная ранее оценка [2] – 5 см/год – относилась к Шилгесай-Актогайской ОЗС.

Если использованные эмпирические зависимости корректны, можно прийти к заключению, что, во-первых, состав базальтовой выплавки связан не с общим режимом растяжения всей рифтовой структуры, а с раздвижением достаточно локальных тектонических блоков литосферы. Во-вторых: линия регрессии железотитанового отношения представляет собой фундаментальную характеристику расплава, наследуемую периферическими очагами и не подверженную влиянию последующих процессов дифференциации. Базальты ВТД по этому признаку оказались идентичными с расплавом Каульджурской ОЗС, который был захвачен при перескоке оси спрединга и послужил основой формирования ВТД.

Распространение средней скорости 4,5 см/год на максимально возможную продолжительность спрединга – 40 млн лет (продолжительность раннего и среднего девона) дает общую ширину раздвижения 1800 км. Однако реальное значение может быть в несколько раз меньшим. Сейчас у нас нет объективных данных для того, чтобы более точно определить продолжительность режима активного спрединга на площади Шуылдак. Но при дальнейших исследованиях, которые, несомненно, рано или поздно продолжатся, здесь будет построена типовая модель зоны океанического рифтогенеза, включая решение вопроса о продолжительности процесса. Ключ к решению многих фундаментальных тектонических и петрологических вопросов находится на площади Шуылдак.

Литература

1. История развития Уральского палеоокеана / Под ред. и с Предисловием Л.П. Зоненшайна. М.: ИО АН СССР. 1984. 164 с.
2. Матвеевков В.В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Геотектоника. 1983. №4. С. 23–36.
3. Фишман И.Л. Ранне-среднедевонский океанический спрединг в Шуылдакском палеовулканическом районе (Южные Мугуджары). 1. Палеовулканические структуры // Геология и разведка недр Казахстана. 1998. № 4. С. 31–40.

Позднепалеозойский рифтогенез на Восточно-Европейской и Сибирской платформах

Девонско-раннекаменноугольный этап развития Восточно-Европейской (ВЕП) и Сибирской (СП) платформ характеризовался синхронным всплеском интенсивности рифтогенеза и сопряженного с ним магматизма. Сопоставление этих процессов на обеих платформах позволяет выявить особенности рифтинга в этих регионах, а при сравнении с развитием смежных областей – проследить параллели и установить причины тектономагматической активизации (ТМА) платформ.

На ВЕП активизация пришла в основном на средний и поздний девон [5, 6, 9]. В ее пределах можно выделить четыре провинции девонского магматизма: Припятско-Донецкую, Кольскую, Тимано-Печорскую и Вятскую (рисунок, А).

Вулканизм в первой продолжался в позднем живете–позднем фамене (около 12 млн лет) и был связан с развитием Припятско-Донецкой рифтовой системы. Вулканиды относятся к щелочно-ультраосновной и толеитовой сериям. Тонкие геохимические исследования показали, что магнообразование шло при участии мантийного плюма.

Средне-позднедевонский этап магматизма в Кольской провинции охватывает интервал между 380 и 360 млн лет [8]. В отличие от Припятско-Донецкой, ее магматические образования относятся только к щелочно-ультраосновной серии.

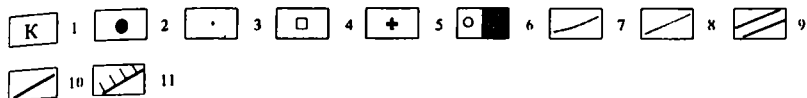
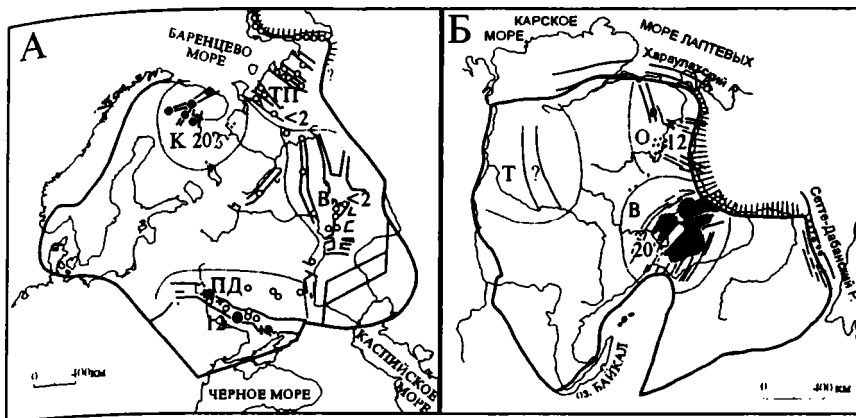
Базальтовый вулканизм в Тимано-Печорской и Вятской провинциях проявился в конце живета–начале франа. Он носил спорадический характер, его проявления были приурочены к зонам регенерированных авлакогенов, а его длительность не превысила 2 млн лет. Рифтинг носил, вероятно, пассивный характер и был вызван событиями в примыкающей области Уральского палеоокеана [6].

В конце живета базальтовый вулканизм имел место вдоль Пай-Хоя и Новой Земли, где рифтинг привел к перестройке пассивной северо-восточной окраины ВЕП [3]. Средне-позднедевонский рифтинг предполагается в Прикаспийском бассейне [9].

На СП начало девонской ТМА также падает на конец живета. В ее пределах можно выделить следующие магматические провинции (см. рисунок, Б): Вилюйскую, Оленекскую, Тунгусскую.

В Вилюйской провинции выделяется крупная позднедевонская рифтовая система. Рифтингу предшествовал этап траппового и кимберлитового магматизма [7]. Как и на ВЕП, вулканизм начался на рубеже живета и франа, но продолжался до визейского века. Вулканиды относятся к щелочно-ультраосновной и трапповой магматическим формациям [4]. Со-

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



Средне-позднедевонские магматические провинции и рифты Восточно-Европейской (А) и Сибирской (Б) платформ

1 – магматические провинции: К – Кольская, В – Вятская, ТП – Тимано-Печорская, ПД – Припятско-Донецкая (на А); Т – Тунгусская, О – Оленекская, В – Вилкойская (на Б); шифры – длительность магматизма, млн лет; 2–7 – магматические формации: 2 – щелочно-ультраосновная с карбонатитами, 3 – кимберлитовая субформация, 4 – щелочных базальтов и фонолитов, 5 – трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая; 6–7 – трапповая долерит-базальтовая (6 – эффузивы, 7 – дайковые пояса); 8 – границы провинций; 9 – рифты; 10 – границы платформ; 11 – сформированные в девоне–раннем карбоне пассивные окраины

став продуктов, интенсивность и длительность магматизма в Вилкойской провинции указывают на его связь с мантийным плюмом.

Оленекская провинция расположена на северо-востоке СП. Ее базальтовые дайковые пояса, поля кимберлитов и щелочные массивы [2, 7] пространственно связаны с рифтами, примерно ортогональными границе платформы. Возраст рвущих тел, по радиометрическим данным, соответствует позднему девону [4].

В Тунгусском бассейне девонские комплексы изучены плохо. Но, учитывая, что мощность средне-позднедевонских отложений превосходит 1 км и что в карбоне–перми бассейн испытывал погружение, сходное с пострифтовым, можно предполагать существование фазы средне-позднедевонского рифтогенеза в пределах Тунгусской синеклизы.

К востоку от СП, в Верхояно-Сетте-Дабанском поясе – в Хараулахской зоне, в Верхоянье и на Сетте-Дабане, – известны средне-позднедевонские рифтовые магматические комплексы – толеитовые и щелочные базальты и щелочно-ультраосновные интрузии с карбонатитами [1,2] (см. рисунок, Б).

Девонские Вилкойская и Верхояно-Сетте-Дабанская рифтовые системы образуют тройное сочленение рифтов. После перехода последней в

раннем карбоне в стадию пассивной окраины [1], рифты Вилюйской провинции превратились в авлакогены.

Подводя итоги, можно отметить, что на ВЕП и СП в среднем девоне – начале карбона происходили сходные процессы в сходных геодинамических обстановках. Рифтообразование в обоих регионах шло в условиях пассивного растяжения при формировании новых пассивных окраин континентов. Силы, внешние по отношению к платформам, оказывали значительное влияние на рифтогенез. Синхронность начала ТМА на платформах, разделенных палеоокеаном, явилась отражением событий планетарного масштаба на рубеже среднего и позднего девона. Переход от стадии рифтогенеза к стадии пассивной окраины континентов прекратил рифтинг на восточных окраинах платформ.

Литература

1. Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Дальнем Востоке СССР: Осадконакопление и вулканизм. М.: Наука, 1990. 256 с.
2. Ковальский В.В. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.
3. Когаро А.Е. и др. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. Л.: Недра, 1992. 196 с.
4. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недра, 1975. 182 с.
5. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья. М.: Изд-во МГУ, 1986. 448 с.
6. Фокин П.А. Провинции и геодинамические особенности девонского вулканизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С.237–240 (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т.2).
7. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Салтыков О.Г. Область внутриконтинентального среднепалеозойского магматизма в восточной части Сибирской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С.312–324. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т.2).
8. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age for all magmatism // Lithos. 1993. V 30. P.33–44.
9. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu. Shalimov I.V. 1996. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: Dynamics of sedimentary basin evolution. // Tectonophysics. V. 268. P. 23–63.

В.Ю. Фридовский¹

Коллизионные структуры, металлогения и геодинамика восточной окраины Северо-Азиатского кратона

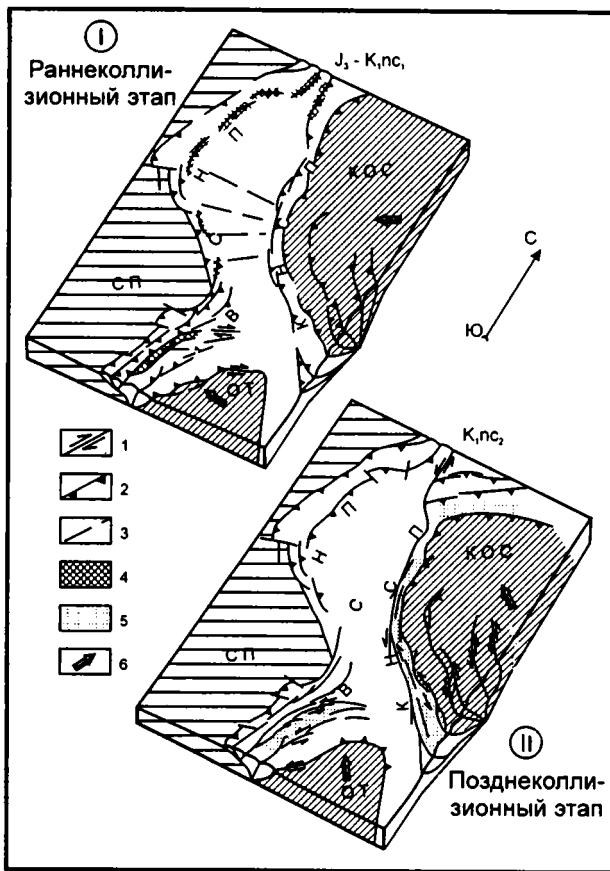
Позднеюрские–неокомовые коллизионные события восточной конвергентной окраины Северо-Азиатского кратона имеют важнейшее значение в формировании главных тектонических элементов и рудных богатств региона. Коллизия с Охотским террейном была обусловлена аккрецией Кони-Мургальской островодужной системы, под которую со стороны Тихо-

¹ Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия.

океанского направления происходило погружение плиты Кула [1, 5]. Северо-восточная окраина кратона столкнулась с юго-западной частью Колымо-Омолонского супертеррейна при раскрытии Канадского океанического бассейна [2]. Коллизия Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна с окраиной кратона происходила почти одновременно. В результате окраина кратона оказалась зажатай между двумя фронтально впечатаывающимися жесткими инденторами (рисунок 1). Эта двухвекторная коллизия привела к усложнению структур в областях интерференции тектонических полей напряжений.

Реконструкции полей напряжений в рудных районах [3, 7] показали, что в начале коллизии Охотский террейн перемещался к западу, Колымо-Омолонский супертеррейн – к юго-западу, что хорошо согласуется с общими геодинамическими построениями [2]. С этим событием связано формирование складчато-надвиговых поясов, проявления магматизма и оруденения. Развиваются главные нарушения, разделяющие террейны (Адыча-Тарынский разлом) и окраину кратона (Яно-Индибирский разлом). Осадочные толщи расчленяются на отдельные тектонические пластины, создающие покровно-складчатые и складчато-надвиговые структуры, перемещенные к западу на значительные расстояния. Максимальная дислоцированность, стресс-метаморфизм осадков пассивной окраины кратона развиваются в зонах повышенной дислоцированности (зоны скальвания), отделяющих блоки различного строения. В краевых областях складчато-надвиговых поясов зоны скальвания образуют системы чешуйчатых вееро с надвиговой и взбросовой кинематикой в кульминациях крупнейших антиклинорий или в пограничных частях гетерогенных структур. Чешуйчатые веера листрического типа причленяются к наддуплексным горизонтам надвиговых структур в основании Верхоянского терригенного комплекса [4, 6]. Зоны скальвания в Западном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса имеют западную вергентность, а в южном – восточную. В Куларском секторе они повторно дислоцированы и поэтому характеризуются противоположной вергентностью. Так, в западной части сектора они наклонены к западу, в восточной – к востоку.

Раннеколлизийное золото-кварцевое оруденение зон скальвания несет признаки тектонометаморфогенного происхождения, синхронного формированию рудовмещающих элементов [7]. Возрастные взаимоотношения с ранними гранитами устанавливаются по их пересечению и запечатыванию рудовмещающих деформаций. В зонах скальвания развивается стресс-метаморфизм зеленосланцевой фации. Стратифицированные рудные тела размещаются в зонах высокоградиентного пластического течения терригенных толщ. Структурный парагенезис этого этапа деформаций представлен складками ламинарного течения (F), зонами скальвания листрического типа, сланцевым кливажем (S), транспозиционными элементами, тектоническим меланжем, линейностью (L), которые на верхних стратиграфических уровнях верхоянского терригенного комплекса переходят в концентрические складки продольного изгиба со скольжением и



Геодинамические условия образования коллизионного золотого оруденения Верхояно-Колымской орогенной области (с использованием данных Л.М.Парфенова, А.В.Прокофьева, В.С.Оксман)

1 – сдвиги, взбросо-сдвиги, сбросо-сдвиги; 2 - надвиги, взбросы; 3 – сбросы; 4-5 – зоны развития золотого оруденения: 4 - раннеколлизионного, 5 – позднеколлизионного; 6 – направление тектонического транспорта. СП – Сибирская платформа; КОС – Колымо-Омолонский супертеррейн; ОТ – Охотский террейн; ВСНП – Верхоянский складчато-надвиговой пояс; КНСП – Кулар-Нернский сланцевый пояс.

развитием кливажа разрыва. Нередко надвиги сопровождаются динамически сопряженными сдвигами.

В позднем неокоме происходит смена направлений движения Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна на северо-западное в связи с аккрецией Чукотского террейна с окраиной северо-востока Азии [2, 5] (см. рис. II). Разломы этого этапа деформаций, в основном, наследуют положение ранних нарушений. Происходит трансформация ранних

надвигов и взбросов в нарушения с комбинированной транспрессионной и транстенсионной кинематикой. Продольные взбросы активизируются левосторонними перемещениями. Они простираются к северу в Южно-Верхоянском секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса и к северо-западу – в Кулар-Нерском сланцевом поясе. В местах изменений залегания сместителей образуются сдвигово-дуплексные структуры, области локального растяжения, сходные со структурами «pull-apart». Формирование участков локального растяжения в условиях регионального сжатия является благоприятным фактором, определяющим размещение золотого оруденения [3]. Отмечаются наложенные складчатые структуры с крутыми шарнирами (F), развиваются диагональные по отношению к складчатости хрупкие разрывы. Релаксация напряжений присдвиговых транспрессионных структур происходит в зонах, смещенных к востоку и северо-востоку относительно раннеколлизийных рудовмещающих структур, в направлении к тектоническим инденторам (Колымо-Омолонский супертеррейн и Охотский террейн). В Южно-Верхоянском секторе ареал золотого оруденения мигрирует в центральную зону развития продольных и сопряженных с ними диагональных сдвигов (Минорско-Кидерикинский разлом). К северу наиболее масштабное оруденение проявляется в транспрессионных структурах Кулар-Нерского сланцевого пояса.

Постаккреционное развитие региона в альбе-кампане определялось субдукционными процессами активной континентальной окраины востока Азии. Они накладывались на позднеюрско-неокомовые синколлизийные структуры. Максимальное развитие постаккреционное оруденение получило в районах развития вулканоплутонических комплексов Охотско-Чукотского пояса.

Таким образом, устанавливается отчетливая корреляция типов рудоконтролирующих структур, оруденения и геодинамических обстановок палеоконвергентных тектонических границ. Закономерная направленность геодинамических событий в рамках аккреционного цикла определяет эволюцию структурных обстановок золотого оруденения, характер связи с магматизмом, проявленность метаморфических изменений, тип металлогенической специализации. Намечаются латеральные ряды рудодносных зон и соответствующих им тектонических структур. От фронтальных структур внешней части Верхояно-Колымской орогенной области к тыловым раннеколлизийные металлогенические зоны «shear zone» чешуйчатых вееров надвиговых структур сменяются позднеколлизийными в транспрессионных присдвиговых зонах. Положение синколлизийных металлогенических зон конформно складчато-надвиговому поясам, расположенным на окраине Северо-Азиатского кратона. Постаккреционные металлогенические зоны характеризуются конформно-дискордантным положением.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. С. 334.

2. *Парфенов Л.М.* Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. № 6. С.32–43.
3. *Фридовский В.Ю.* Тектонофизические условия и механизмы формирования структур золоторудных месторождений Верхояно-Колымской орогенной области. Якутск: ИГН СО РАН, 1999. Т. 2. С. 174–179.
4. *Фридовский В.Ю., Прокопьев А.В.* Структурно-геодинамический контроль золотого оруденения внешней зоны Верхояно-Черского орогена // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Т. 1: Региональная геология. Якутск: ИГН СО РАН, 1997. С. 29–32.
5. *Штикерман В.И.* Домеловая минералогия Северо-Востока России. Хабаровск. СВКНИИ ДВО РАН, 1998. С. 333.
6. *Parfenov L.M., Prokopyev A.V., Gaiduk V.V.* Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia // Tectonics. 1995. V. 14, № 2. P.342–358.
7. *Fridovsky V.J.* Structures of early-collision gold ore deposits of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt // Geol. of Pac. Ocean. 2000. V.15. P.1109–1126.

В.Т.Фролов¹

Геоистория и геодинамика Западной Пацифики и проблема происхождения океана

Восточная окраина Азии и Австралии достаточно хорошо изучена, чтобы обоснованно делать ретроспективные построения и прогнозы на основе понятого направления развития, а это, в свою очередь, проливает свет на самую актуальную проблему геологии – как образовались Тихий и другие океаны.

Основные черты строения и геодинамики этой субмеридиональной зоны Земли [1–5,8–10]: 1) рельеф один из самых контрастных, его амплитуда 14–15 км; 2) сейсмичность наиболее активна, сильна и опасна, гипоцентры сосредоточены как в главной сейсмофокальной зоне, так и в других меридиональных и поперечных зонах, в акваториях и на континенте Азии; 3) самый активный на Земле вулканизм, разнообразный по типам и вулканитам (известково-щелочные, толеитовые и щелочные серии); 4) интенсивный и разнообразный (от ультрабазитов до гранитов) глубинный магматизм, менее известный из-за слабой экспонированности; 5) доминирование кластолитов незрелого типа; 6) преобладание флиша, вулканосадочных шпир и молас, атолловых и абьерных рифовых формаций, заметное развитие силицитов и латеритов; 7) тектонический режим исключительно активный, доминируют дифференцированные на площади вертикальные движения противоположного направления, а из горизонтальных преобладают растяжения умеренной амплитуды, тектоническая складчатость спорадическая, умеренная или слабая; 8) тепловой поток распределен контрастно дифференцированно и во многих линейных или субизометричных, в основном субмеридиональных зонах максимален, что обычно согласуется с подъемом (на 1–20 км) границы Мохо.

Линейная, в целом переходная зона (ПЗ) Западной Пацифики (ЗП),

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

длиной более 15 тыс. км, состоит не из линейных, а из довольно изометричных, чаще всего овальных или ромбовидных в плане звеньев – окраинных морей (ОМ), с востока, реже с юга и юго-запада ограниченных островными дугами (ОД), и подобна геосинклинальным поясам прошлого, также на втором плане обычно нелинейных, «очковых» [9]. Эта «формальная» структурная особенность геосинклинальных поясов (ГП) глубоко содержательна – она выдает форму глубинного термально-флюидного плюма-диапира или, что территориально часто совпадает, жесткого массива – участка коры, загодя создававшего режим длительного экранирования теплового и флюидного потоков (условие мантийного взаимодействия с веществом коры и образования андезитовых магм) и сближает ПЗ с внутриконтинентальными ГП. Формально последние по этому признаку можно трактовать как островодужные структуры, но и ПЗ, в частности ОД, с той же логической строгостью позволительно считать континентальными.

Геоистория секторов ПЗ ЗП во многом общая (признак ее целостности), хотя стадии их эволюции, особенно начальные, не строго синхронны. Но во всех секторах интенсивная деструкция континентальной коры – главный процесс. По-видимому, раньше всего (возможно, еще в перми) она началась в экваториальной зоне: здесь разрушение и переработка коры, как и ширина ПЗ, максимальны [7, 8]. К северу и югу старт деструкции запаздывал: в китайском секторе он приходится на поздний триас [2–5,9] и также завершался интенсивным рифтингом [2,5,9] циклично. Максимально активны были средний мел и олигоцен–миоцен. Рифтинг сопровождался базальтовым и щелочным вулканизмом, к которому вскоре присоединился андезитовый и дацит-риолитовый [2], аналогичный островодужному. Толщи вулканитов (до 3–4 км) залегают в субазальных и пресноводных, нередко глубоководных (флиш) отложениях (до 10–12 км) В местах сосредоточения (до многих десятков) рифтов происходило общее преседание коры, нередко геологически быстрое, катастрофическое (некомпенсированность осадками) – возникали тафрогенные впадины – седиментационные бассейны: Ордосский, Сычуаньский, Сунляоский, Восточно-Китайский, Хуабей-Бохайваньский и Субей-Желтоморский – в пределах современной суши или в непосредственной близости к ней. Восточнее, в грабенах ОМ и на о-ве Тайвань, в основном в плиоцене, в континентальный разрез с юга вклиниваются уже морские мелководные элементы.

В секторе Японского моря деструкция континентальной коры происходила в основном в олигоцене и миоцене [10] и она сопровождалась провалами центральных участков дна, приобретших кору океанического типа. К настоящему времени общая площадь их приближается к 50%, и они со всех сторон ограничиваются корой континентального или переходного типа, и это подчеркивает «нелинейность», т.е. субизометричность моря. Дно сходного Охотского моря океанизировано лишь на 10–20% (впадины Южно-Курильская и Дерюгина), а остальная часть дна имеет гранитно-метаморфический фундамент. В Беринговом море (В.М.Голубев), несмотря на появление глубоководных участков дна, подобный фун-

дамент в какой-то мере, видимо, сохраняется и под ними. Широкий Австралийский сектор почти зеркально, т.е. уже к Южному полюсу, отражает уменьшение степени океанизации коры под ОМ, аналогичное Китайско-Охотоморскому. Эта экваториально-осевая симметрия строения ПЗ, возможно, обязана вкладу в геодинамику ПЗ ротационных напряжений. «Стратификация» ОМ и ОД возможна и в широтном направлении: чем дальше отстоят от континента, тем они древнее, а будущие ОД (п-ов Шаньдун, Корея и др.) только отделяются от континента. Используя эту закономерность, можно восточной окраиной Азии считать Марианскую или даже Каролинскую дугу и отнести это к палеоцену или к концу мела. А так как вся западная половина Пацифики имеет сходное строение, то ее в целом можно определить как апоконтинентальную структуру, и начало ее океанизации надо отнести к раннему мелу или к поздней юре. Труднее так расшифровать восточную половину Пацифики, хотя некоторое сходство базальтов дна котловин с таппами (Т.И.Фролова и др.) – косвенный признак континента. Море океанизировано, но сильно раздроблено Индонезийский континент.

Образованию ПЗ ЗП, а возможно и всей ЗП предшествовало длительное сводовое поднятие, которое на континенте обозначено позднепалеозойским перерывом морской седиментации. Интенсивный рифтинг и мощный трапповый вулканизм, хорошо сохранившийся на континенте, – свидетели подъема диапира мантии. Более крупные мантийные диапиры функционировали под ЗП, а ныне их цепи активны в Восточном Китае и всей ПЗ, которая отчетливо наступает на запад. Эта эволюция ПЗ названа здесь деструктивно-трансгрессивной: в настоящее время океан без признаков ослабления наступает на континент, и эта тенденция сохранится на многие миллионы лет, пока хватит «топки» в мантии или еще глубже [6,7]. Поскольку нет убедительных признаков существования океана – глобальных отрицательных структур с океаническим типом коры – в палеозое на континентах, приходится считать, что с триаса начался новый, океанический период Земли.

Литература

1. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. Ч. 1. 176 с.; Ч. 2. 242 с.
2. Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.
3. Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток, 1992.
4. Лю Чжаоцзюнь и др. Мезокайнозойские тектоностратиграфические комплексы в зоне сочленения ...// Тихоокеан. геология. Т.16, № 6. С.36–45.
5. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза Китая. М.: РАН, 1991. 148 с.
6. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. Вып.14. М.: Наука, 1987. С. 39–64.
7. Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 414 с.
8. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1:10 000 000 / Под ред. Ю.М. Пушаровского, Г.Б. Удинцева. М.: ГУГК СССР, 1970.
9. Фролов В.Т. Признаки деструкции континентальной коры в Восточном Китае // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2000. № 3. С.23–32.
10. Фролова Т.И. Магматизм и происхождение окраинных морей // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1995. № 5. С.13–30.

Современные геосинклинали – актуальная проблема геологии

Если о геосинклиналях (ГС) вообще стали спорить лишь конце XX в. (и дело доходит до их полного отрицания), то о современных геосинклиналях (СГС) спорили всегда. Неправомерность этого понятия видели прежде всего в его актуальности, неисторичности, ибо в процессе развития геологии, в середине XX в., ГС понимали как историко-геологический, в первую очередь, как историко-тектонический тип подвижных структур земной коры, к которому по комплексу признаков относятся конкретные подвижные пояса (ПП), т.е. происходит их историко-тектоническое (в широком смысле – генетическое) истолкование. А это требует изучения не только конкретной структуры, но и знания направления и стиля развития на достаточно длительном отрезке геологического времени, если не полного геосинклинального цикла. Но поскольку современность – это геологический миг, то СГС – миф. Логика строгая, но не геологическая.

Геолог может и обязан за современным мигот видеть как достаточно длительное прошлое, так и будущее в масштабе геовремени. Если реконструкция прошлого – дело привычное, тут геолог вооружен разработанными теориями ретроспективных построений, то геопрогнозы все еще редки и не столь «дистанционны». Однако успехи геотектоники, петрологии и геологии в целом, прежде всего в понимании строения основных геоструктур, движущих сил и факторов, позволяют определять и направление эволюции этих структур и Земли в целом. Знание же тенденции развития дают возможность заглянуть в будущее на десятки и сотни миллионов лет и строить обоснованный вероятностный прогноз прежде всего для структур первого порядка: платформ, подвижных поясов и океанов. Это снимает методологический запрет как на отдаленные прогнозы, так и на «отыскание» современных геосинклиналей. Для выделения СГС необходимо далее определение термина «геосинклиналь», особенно в связи с недавно вспыхнувшей модой отрицания самого понятия.

Когда более 140 лет назад у американских геологов Дж. Холла и Дж. Дэна (1859 и 1873 гг.) созревало понятие геосинклиналь, к ним, на примере складчатого палеозоя Аппалачей, стали относить быстрее (по сравнению с соседними равнинами) прогибающиеся простые корытообразные, синклинальные структуры, превращающиеся затем в складчатые пояса.

Новый импульс представлению о ГС придали классические работы Е.Ога (1900 и 1908–1911 гг.), возбудившие всеобщий интерес к ГС и лавину публикаций Е.Даке, Г.Штилле, С.Бубнова, Л.Кобера, В.Дееке, К.Шухерта, Е.Аргана, К.Андрэ, А. Грабау, Г.Штейнмана, Дж.Джоли и других

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

ученых, а с 1922 г. – А.А.Борисяка, В.А.Обручева, А.Д.Архангельского, Е.В.Милановского, А.Н.Мазаровича и других русских геологов.

В 40-е годы инициатива в развитии теории ГС перешла к последним, и теперь можно обобщить понимание признаков ГС: 1) первичная форма прогиба, обычно сложного (общая «синформность», синклинальность), остающаяся таковой практически до орогенеза; такова и форма поверхности Мохо под ГС; 2) общая линейность, на втором плане – «очковость», распадение пояса на субизометричные или овальные ванны, разделенные перемычками; 3) наибольшая тектоническая активность, т.е. длительные быстрые прогибания, быстрые поднятия внутренних частных структур – интрагеоантиклиналей или горстов, включая и надвиговые и шарьяжные; сильная дифференцированность на площади тектонических движений; 4) обычная глубоководность отложений, нехарактерность шельфовых и субаэральных, хотя они не исключаются, а вулканы часто бывают наземными; 5) магматизм обычно интенсивный, как вулканический, так и глубинный, разнообразный по составу, часто рифтовый инициальный, сменяющийся «островодужным» (известково-щелочные серии); но есть ГС почти нацело авулканичные («миогеосинклинали»); 6) типичны складчатость, надвиги, покровы, сдвиги и другие разрывы, многие из этих деформаций оползневые; 7) из осадочных геотформаций доминирует флиш на всех геосинклинальных стадиях, обычны шпир (В.Т.Фролов), рифовые, планктоногенные кремневые и известковые формации, а в орогенной стадии – моласса; 8) постгеосинклинальный орогенез; 9) специфическая минералогия, несколько меняющаяся географически, что отражает унаследованность на протяжении сотен миллионов лет, стабильность крупных блоков или сегментов литосферы.

Большая часть этих признаков устанавливается в ряде подвижных поясов на современном лике Земли, характеризуется если не всеми этими признаками, то многими из них и, таким образом, может рассматриваться как СГ. Прежде всего это западная, восточная и северная краевые части Тихого океана, моря Средиземное, Черное, Южный Каспий и Карибское с Мексиканским заливом. К СГ их можно относить еще и потому, что они яляются постальпийскими новообразованиями, возникшими в результате тафрогенеза (Л.Л.Перчук, Т.И. Фролова и др.), начавшегося интенсивным рифтингом, судя по вулканизму и офиолитам, сменившимся во многих звеньях геосинклинальной стадией, ее первым этапом. Пока, и в далекой перспективе, здесь видятся лишь длительные опускания участков коры, интенсивное осадконакопление (формирование прежде всего флиша), развитие вулканизма и интрузивного магматизма (в том числе – и гипербазитов) и последующий метаморфизм (сильный тепловой поток, распределенный неравномерно, дифференцированно на площади). Этот цикл ГС можно считать постальпийским. Однако есть один момент неопределенности, связанный с развитием океанов.

Пока океаны находятся в начальной стадии своего развития, которая выражается деструктивно-трансгрессивным наступанием на континенты,

что наиболее отчетливо совершается на востоке Азии, в Арктике и в Северной Атлантике. Это, видимо, новое для Земли явление, возможно, знаменующее начало небывалой, океанической стадии. Если и дальше, в течение сотен миллионов лет, развитие будет идти в том же направлении, то континентальные окраины перестанут получать терригенный и вулкано-генный материал в достаточном количестве и превратятся в части океанов, удаленные от материков, и тем самым выйдут из геосинклинального процесса. Океаны же не являются геосинклиналиями.

Т.И.Фролова¹, И.А.Бурикова¹

Платобазальтовый магматизм и образование океанов

Платобазальтовый магматизм, представленный ареальными базальтами с подчиненными им долеритовыми силлами и базит-гипербазитовыми интрузивами, является следствием подъема гигантских объемов мантийного вещества (диапиров, плюмов) в верхние геосферы Земли. Глубинность зарождения платобазальтового магматизма доказывается появлением его ареалов независимо от структуры литосферы – континентальной или океанической. В геологической истории Земли наблюдается разнопорядковая цикличность платобазальтового магматизма, однако двумя главнейшими импульсами этого типа тектономагматической активности, радикально изменившими облик Земли, являются раннедокембрийский и мезозойский. Первый привел к формированию первичной базальтовой земной коры, претерпевшей впоследствии полную переработку в результате процессов более позднего магматизма и метаморфизма. В результате второго, фанерозойского, импульса, начавшегося в мезозое и достигшего максимума в мелу и палеогене, образовались современные глубокие океанские бассейны и уменьшилась площадь суши на Земле. Крупные импульсы платобазальтового магматизма сопровождаются интенсивной глубинной дегазацией, инверсией магнитного поля, а также синхронны с фазами усиления растяжения планеты [2].

Платобазальтовый магматизм происходил в относительно короткие промежутки времени, что свидетельствует о катастрофичности процессов дегазации. Закономерная приуроченность к одним и тем же регионам многоразовых импульсов платобазальтового магматизма низшего порядка является следствием сохранения в пространстве положения платобазальтового магматизма по отношению к глубинным источникам тепла и энергии в течение длительного времени, исчисляемого десятками и сотнями миллионов лет.

Об общих причинах зарождения платобазальтового магматизма на континентах и в океанах свидетельствует появление практически иден-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета, Москва, Россия.

тичных по составу пород. Подъем мантийного вещества в виде диапиров (плюмов) приурочен преимущественно к континентальным и океаническим платформенным структурам, вызывая их раскалывание и дробление с последующей переработкой реликтовых блоков. Ареальный характер извержений платобазальтов определяется высокой рассеянной проницаемостью холодной литосферы платформ, сопровождаемой их уплотнением, утонением и погружением (т.е. океанизацией) [3,4]. Так, платобазальтовый магматизм континентов (траппы) формируется на платформах (Сибирская платформа), в их краевых частях (Восточный Китай), часто предшествуя рифтогенезу (Эфиопия), в пределах пассивных окраин континентов, подвергнутых дроблению (Парана, Этендека, Антарктида, Тасмания и др.), а также в тыловых депрессиях активных континентальных окраин (Колумбия).

Ареальный платобазальтовый магматизм на океанском дне широко распространен на реликтовых поднятиях и хребтах с субконтинентальной или субокеанической корой, а также в океанических котловинах. Ряд признаков свидетельствует о формировании подавляющей части платобазальтов в наземных или мелководных условиях: высокая пористость, наличие корок выветривания в кровле потоков, отсутствие текстур пиллоу и характерных для подводных излияний перистых и метельчатых микроструктур, переслаивание и перекрытие базальтов мелководными осадками. В настоящее время ареалы платобазальтов находятся на больших глубинах: до 2–3 км на реликтовых поднятиях и до 4–5 км – в котловинах [5]. На основании абсолютного возраста платобазальтов океанского дна и стратиграфического возраста ассоциирующих с ними осадочных пород, с одной стороны, и времени формирования перекрывающих их глубоководных осадочных пород – с другой, средняя скорость их погружения оценена примерно в 0,5–0,6 см/год.

Как на континентах, так и в океанах платобазальтовый магматизм сопровождается повышением плотности и утонением земной коры. Однако на континентах эти явления не столь значительны, как в океанах. Выделяется несколько этапов преобразования континентальной коры, сопровождаемых платобазальтовым магматизмом: 1) насыщение континентальной коры базитовым и гипербазитовым материалом, что выражается в наличии в ней высокоскоростных слоев и общим уплотнением – базификация коры; этот этап свойствен континентам (траппы) и не приводит к нарушению сплошности континентальной коры; 2) начальная деструкция континентальной коры и ее разобщение на реликтовые блоки, спаянные подчиненной по площади преобразованной океанической корой (Британо-Арктическая провинция Северной Атлантики); 3) интенсивная деструкция континентальной коры с преобладанием океанической коры (Западная Пацифика, Индийский океан); 4) полностью океанизированная океаническая кора с реликтами вещества континентальной коры, сохранившимися в ее составе (Центральная Атлантика).

Вещественный состав континентального и океанического платобазаль-

тового магматизма близок. Это преимущественно толеитовые, реже субщелочные базальты, силлы комагматичных им долеритов и базит-гипербазитовые интрузивы. От примитивных базальтов СОХ они отличаются повышенной железистостью и щелочностью, обогащением некогерентными элементами (K, Rb, Sr, Th) и легкими РЗЭ. Спорадически встречающиеся Ta и Nb минимумы и широкие вариации изотопных отношений Sr, Pb и Nd, которые и в платобазальтах океанического дна местами достигают значений, характерных для континентальной коры, свидетельствуют о контаминации на разных ее уровнях. Эволюция платобазальтов носит антидромный характер, что характерно для деструкции коры [4]. Все указанные отличия от рифтогенных базальтов более существенны в траппах континентов, чем в платобазальтах океанского дна. Сложный источник магмогенерации платобазальтов, который определяется составом и степенью плавления мантии, вариациями субконтинентальной литосферы, а также степень контаминации земной коры, приводит к непостоянству состава выплавов, отражающих региональные особенности и степень базификации коры.

Итак, среди магматических пород океанического дна, помимо рифтогенных базальтов типа MORB и базальтов горячих точек подводных гор и океанических островов (ОИВ) и комагматичных им базит-гипербазитовых интрузивов, выделяется третий тип ареальных платобазальтов, занимающих значительные площади в океане и близких по вещественному составу к континентальным платобазальтам траппового типа. Глубокое погружение этих сформированных в наземной или мелководной обстановке базальтов, сопровождаемое магматическим замещением континентальной коры их базит-гипербазитовыми аналогами [3,4], приводит к образованию значительной части современных глубоководных океанов.

Генерация огромных объемов платобазальтовых магм в мезозое знаменует новую стадию развития Земли, сменившую геосинклинально-платформенную, свойственную более раннему отрезку фанерозоя. Она может быть названа стадией базальтового магматизма, для которой характерно разрушение континентальной коры и увеличение площади океанов. Судя по положению реликтовых континентальных поднятий, преимущественно в периферических частях океанов, океанизация происходила от центра к периферии, постепенно захватывая континенты. Океанизированная кора образовывалась на месте континентальной за счет физико-химических процессов (магматическое замещение, расплавление – магматическая эрозия) в отличие от спрединговой коры, образовавшейся за счет магматизма в процессе раздвижения океанизированной или континентальной коры. Процесс преобразования менее плотной коры с замещением ее более плотным материалом, сопровождаемый образованием крупных депрессий, является общепланетарным. Примерами являются Луна, Венера, а также ряд спутников планет-гигантов Солнечной системы [1].

1. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 253 с.
2. Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С.3–24.
3. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. Вып.14. М.: Наука, 1987. С.39–64.
4. Фролова Т.И. Магматизм и происхождение тафрогенных впадин // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С.298–317.
5. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 230 с.

В.Е.Ханн¹

Об общей направленности тектонической эволюции Земли и месте в ней неогей

1. Основным фоном, на котором протекала эволюция Земли, являлось ее вековое охлаждение и истощение запаса флюидов, приобретенного в процессе аккреции планеты. Охлаждение определялось тем, что все источники тепла-разогрев в ходе аккреции, твердые приливы, распад естественно радиоактивных элементов и дифференциация вещества планеты - неуклонно убывали с течением времени. Конечным итогом должно явиться полное прекращение эндогенной активности Земли, как это произошло на Меркурии и Луне.

2. На этом фоне в послееккреционный период, а отчасти еще в период аккреции происходила дифференциация Земли на оболочки, сначала на жидкое ядро и мантию, затем - с образованием океанской, а потом, в начале архея, и протоконтинентальной коры и, в конце архея, «настоящей» континентальной коры, с выделением, вероятно, на архей/ протерозойском рубеже, твердого внутреннего ядра, с обособлением в пределах верхней мантии и коры литосферы и астеносферы, причем последняя могла заместить доархейский «магматический океан» верхов мантии. Параллельно шло образование внешних оболочек Земли-сначала, уже в период аккреции атмосферы, в начале архея гидросферы и биосферы, в начале протерозоя - криосферы, активно взаимодействовавших с твердой Землей.

3. Представляется вероятным, что на самой ранней стадии развития Земли эндогенная активность проявлялась в форме образования плюмов и лишь с возникновением жесткой и хрупкой литосферы и образованием в ней устойчивых расколов стало возможным проявление спрединга. Тем самым первоначальная хаотическая конвекция приобрела более организованную ячеистую форму. Тектонический режим архея способствовал образованию мощной коры типа более поздних океанских плато и, вероятно, препятствовал проявлению субдукции, по крайней мере в ее классическом виде. Такая субдукция стала возможной в позднем архее. Однако

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН.

близкий к современному плитнотектонический режим установился лишь в неогее.

4. Наиболее активный рост континентальной коры наблюдался в раннем докембрии, особенно архее, когда возникло около 60% современной коры (в конце раннего протерозоя до 80%). Процесс новообразования континентальной коры в надсубдукционных вулканических дугах все больше компенсировался процессом поглощения континентальной коры в зонах коллизии (так называемый рециклинг), что и привело к убыванию темпа ее разрастания.

5. Начиная с конца архея, в истории Земли происходило периодическое образование и распад суперконтинентов, на время объединявших все фрагменты существовавшей к тому времени континентальной коры. После наступавшего примерно через каждые 200 - 300 млн лет распада очередного суперконтинента число обособившихся литосферных плит испытывало сокращение, а размеры их укрупнялись. В раннем протерозое число плит превышало четыре десятка, вследствие чего этот эон справедливо считается временем тектоники малых плит.

6. Представляется весьма вероятным, что в истории Земли, начиная с позднего архея, происходило чередование периодов общемантийной и двухъярусной конвекции. При этом первая имела место в периоды существования суперконтинентов и приводила к их распаду, а в промежутках действовала двухъярусная конвекция. Вместе с тем, в связи с охлаждением Земли и повышением вязкости мантии условия все более благоприятствовали общемантийной конвекции, которая в современную эпоху, видимо, господствует.

7. Имеются основания полагать, что глубина проникновения в мантию субдуцированных слэбов возрастала со временем и, принимая во внимание сопряженность погружения слэбов и адвекции плюмов, можно считать, что также возрастала и глубина зарождения последних. В периоды существования суперконтинентов они опоясывались зонами субдукции, наклоненными под эти суперконтиненты. Это влекло за собой образование под суперконтинентом суперплюма, который способствовал подъему поверхности суперконтинента, рифтингу, проникновению апофиз суперплюма в рифтовые щели и, в конечном счете, приводил к распаду суперконтинента.

8. Параллельно с уменьшением числа и укрупнением литосферных плит шло и уменьшение протяженности осей спрединга, а соответственно, и будущих зон коллизии и горообразования-орогенов. Следствием этого должна была быть концентрация тектонической активности и тектонических деформаций во все более узких поясах и их распространение на ранее консолидированные области континентальной коры, а также возрастание высоты горных сооружений, о чем свидетельствует увеличение объема молассовых толщ от более ранних эпох орогенеза к более поздним.

9. Тектоническое развитие Земли в течение неогее определялось распадом суперконтинента Родиния, становлением мегаконтинента Гондвана и

затем суперконтинента Пангея, распадом Пангеи и началом образования нового суперконтинента за счет смыкания обломков Гондваны с Евразией. Однако характер проявления тектоники литосферных плит с неопрогероза не претерпевал принципиальных изменений.

Намеченные выше закономерности во многом носят предположительный характер и, несомненно, нуждаются в обсуждении и подтверждении (или опровержении).

В.Е. Хаин¹, Л.Э. Левин²

Геодинамические типы глобальных поясов нефтегазоносности и их особенности

В последние годы предложены разные классификации нефтегазоносных бассейнов с позиций тектоники плит. Целью данной работы является определение четырех основных геодинамических типов глобальных поясов нефтегазоносности и их особенностей.

Развитие нефтегазовой геологии в последнее десятилетие все более убедительно подтверждает тезис о том, что главные пояса нефтегазоносности приурочены к пассивным окраинам континентов – современным и древним. Современные окраины образуют три глобальных пояса, которые могут рассматриваться в качестве подтипов различных по времени и стадиям рифтогенеза – спрединга: Индоокеанско-Атлантический, Циркум-Арктический и Средиземноморско-Персидский. Высокая концентрация ресурсов углеводородов в Средиземноморско-Персидском подтипе очевидна. Значение Индоокеанско-Атлантического подтипа подтверждается тем, что разведка и разработка залежей все более уверенно сдвигаются в сторону континентального склона и его подножия пока до глубины океана в 3 км, как это хорошо видно на примерах Мексиканского залива, Бразилии и Западной Африки (Ангола, Габон и др.). Высокий потенциал нефтегазоносности Циркум-Арктического пояса подтверждается результатами работ в морях Северном, Баренцевом, Карском, Бофорта.

Осадочные бассейны всех трех подтипов характеризуются высокой скоростью седиментации, до 5-10 см/10³ лет, но оказываются различными по современному термическому режиму. Первый подтип отличается повышенным термическим режимом с глубиной изотермы 100°C в 2-2,5 км в разных бассейнах. Вторые два подтипа имеют иной термический режим, где температура 100°C устанавливается на глубинах 5-7,5 км. Однако, на ранней стадии их эволюции термический режим был сходным с первым подтипом.

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

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

История седиментации бассейнов всех трех подтипов начинается с континентального рифтинга и накопления обломочных толщ, завершающегося отложением эвапоритов или угленосных формаций. В пострифтовую стадию накапливаются морские осадки, на краю шельфа нередко образуются барьерные рифы, на самом шельфе-карбонатные платформы, на шельфе и склоне значительный интерес представляют конусы выноса – так называемые фэны, в которых нередко обнаруживаются крупные залежи нефти.

В случае древних пассивных окраин крупные, иногда уникальные месторождения (юго-восток Прикаспийской синеклизы), связаны с рифовыми массивами. На древних пассивных окраинах пострифтовая стадия может завершаться надвиганием возникшего пососедству орогена с образованием передовых молассовых прогибов и многослойной покровно-надвиговой структуры, отголоском формирования которой могут являться складчатые и даже надвиговые деформации уже в пределах областей перикратонных погружений. История пассивных окраин часто оказывается весьма сложной – эпизоды рифтинга могут повторяться уже в морской обстановке.

Второй по значению тип поясов нефтегазоносности приурочен к активным окраинам континентов – в основном это Тихоокеанское кольцо и Западное Средиземноморье, но в качестве особого подтипа по связи с разновозрастными зонами субдукции должны быть отмечены бассейны Каспийско-Черноморского региона. Бассейны этих поясов – преддуговые, междуговые, задуговые-отличаются небольшими размерами и относительно небольшим интервалом времени активного погружения, но зато это погружение, в основном позднемеловое-кайнозойское, протекало с большой интенсивностью, сопровождаясь лавинной седиментацией со скоростями до $30 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$, а повышенный термический режим (исключение Каспийско-Черноморские бассейны) с глубинами изотермы 100°C от 1,5 до 2,5 км способствовал быстрому созреванию ОВ и наиболее полной реализации нефтегазогенерирующего потенциала. Некоторые из этих бассейнов отличаются значительными запасами углеводородов и формированием уникальных месторождений (Боливар – Костл, «Золотой пояс Каспия»).

Третьим по значению является внутриплатформенный тип нефтегазоносных поясов, связанный с континентальными платформами. Он подразделяется на два подтипа – собственно рифтовый и эпирифтовый. Связь второго подтипа этих поясов с рифтами, т.е. эпирифтовое происхождение бассейнов не вызывает сомнений – такие рифты обнаруживаются и там, где раньше их не предполагали (Мидконтинент Северной Америки). Процесс погружения подобных бассейнов связан не только с растяжением на рифтовой стадии, термальным охлаждением и прогибанием под весом осадков, но и с динамическим воздействием стресса со стороны орогенов, даже отстоящих от них на расстоянии многих сотен и даже тысяч километров. Этот стресс приводит и к возникновению локальных структур сжатия, что недавно показано на примере Днепровско-Донецкой впадины. Различие между подтипами контролируется временем рифтинга-позднепротерозойско-раннепалеозойского для эпирифтового подтипа и

позднемезозойского-кайнозойского - для рифтового. Соответственно, современный термический режим в первом случае невысок с глубиной изотермы 100°C порядка 5 км, а во втором — весьма высокий с аналогичной глубиной между 1,5-0,5 км. Это различие обнаруживает, что на ранней стадии эволюции эпирифтовых бассейнов термический режим также должен был быть повышенным. Это обстоятельство и определило интенсивное нефтегазообразование и нефтегазонакопление в позднепротерозойских и палеозойских толщах.

Четвертый тип поясов нефтегазоносности, имеющий в глобальном аспекте наименьший потенциал нефтегазоносности, включает бассейны межгорных впадин орогенов. Он логично также подразделяется на два подтипа – молодых орогенов Альпийско-Гималайского пояса, Анд и Кордильер Северной Америки и возрожденных орогенов Центрально-Азиатского пояса, Восточного Китая и Скалистых гор. Бассейны этого типа относительно небольших размеров, но глубокие, с большими мощностями осадков как морских, так и озерно-речных, с высокой скоростью седиментации-от 3 до 6 см/10³ лет на позднекайнозойском этапе. Различие между подтипами определяется современным термическим режимом с глубиной изотермы 100°C до 5 км для межгорных впадин молодых орогенов и до 1,5–2,5 км-для впадин возрожденных орогенов иногда с повышенным потенциалом нефтегазоносности.

Осадочное выполнение бассейнов, активных окраин, внутриплатформенных, межгорных впадин молодых орогенов, в большей степени подвержено воздействию тангенциального стресса, вызванного коллизией литосферных плит, и поэтому обычно характеризуется, особенно по периферии, напряженной складчато-надвиговой деформацией, нередко со срывом осадочных толщ с фундамента или по пластичным горизонтам в чехле.

Для более правильной и более полной оценки нефтегазового потенциала отдельных бассейнов в пределах выделенных геодинамических типов глобальных поясов необходим учет ряда факторов: эндогенного (глубинный магматизм, метаморфизм и повышенный термический режим на стадии рифтинга) при их формировании, глубинных флюидов в процессе генерации углеводородов, значения латерального стресса в образовании и развитии бассейнов; современного и палеотермического режимов, скорости седиментации, что несомненно будет способствовать выявлению распределения в них залежей углеводородов разного типа и физического состояния.

Литература

1. Геология и минерагения позднеюрско-четвертичного осадочного чехла в океанах и на континентах Под ред. И.С. Грамберга, Л.Э. Левина, М.: ВНИИзарубежгеология, 1993. 681 с.
2. Левин Л.Э., Хаин В.Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазонакопления в осадочной толще Мирового океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 3 С. 34-49.
3. Соколов Б.А., Серегин А.М. К проблеме нефтегазоносности морей и океанов//Вестн. МГУ Сер. Геология. 1970. № 5. С. 25-43.
4. Хаин В.Е. Главные пояса нефтегазообразования Земли // Вестн. МГУ Сер. Геология. 1970. № 1 С. 3-7.

Главные этапы вендско-раннепалеозойской эволюции континентальной окраины Восточной Палеогондваны – фрагмента суперконтинента Родиния

Ряд исследователей предполагают существование в позднем рифее на рубеже 1000–1100 млн лет суперконтинента Родиния, вместившего в себя все докембрийские континентальные массивы Земли. Мы воспользовались этой моделью в качестве отправной точки. На основании наших исследований можно утверждать, что Палеосибирь, а также континентальные массивы Южной Сибири, Казахстана и Тянь-Шаня в раннем–среднем рифее должны были занимать краевое положение в восточной части Родиния (известной как Восточная Палеогондвана) на границе с Палеопацификом. Об этом можно судить по тому, что гренвильская орогения здесь проявилась коллизией и обдукцией на пассивные и активные окраины офиолитов и комплексов пассивных окраин. Завершился процесс внедрением гранитов с возрастом 1050–1100 млн лет.

В венде произошел распад суперконтинента Родиния и отделение от нее ряда континентальных блоков. В восточногондванской части Родиния в это время возникла крупная рифтовая система, прослеживающаяся от Южного Китая в Тарим, Северный Китай, Срединный Тянь-Шань и западную часть Центрального Казахстана. Фрагменты этих палеорифтов сохранились в современной структуре на краях континентальных блоков. Кроме того, оживились движения по разломам, ограничивающим рифейские рифты в пределах Балтии. Существование вендских палеорифтов доказывается развитием сходных для всех этих фрагментов грабеновых молассоподобных образований вендского возраста, сочетающихся с субщелочными базальтоидами и контрастными сериями. Повсюду распространение рифтогенных комплексов четко ограничено конседиментационными разломами. Наиболее ярким примером является Байконуро-Каратауский палеорифт. Вендские рифтовые системы отделили и обособили ряд террейнов на континентальной окраине Родиния. Для рассматриваемой территории это – Таримский, Сырдарьинско-Улутаяу-Северо-Тянь-Шаньский, Джунгаро-Балхашский и Тувино-Монгольский.

В венде на рассматриваемой территории, наряду с деструктивными процессами, проявились и коллизионные. Наибольшее распространение они получили по восточной (современные координаты) периферии Бал-

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

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

³ Институт геологии НАН Кыргызстана, Бешкек, Кыргызстан.

⁴ Институт минеральных ресурсов (ИМР), Ташкент, Узбекистан.

⁵ Геологический институт НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан.

⁶ Геологическая компания ЮГГЕО, Алматы, Казахстан.

тии, где реконструированы следы кадомской орогении и наращивание площади Балтии – присоединение Печорского террейна, а также Северо-Устьуртского и Карабогазгольского блоков фундамента Скифско-Туранской плиты. Так, в Тиманском кряже и на южной окраине Прикаспийской впадины наблюдается коллизия континента и островной дуги. В результате этого процесса на край Балтии начинает поступать аллохтонный обломочный и пирокластический материал с островодужного поднятия.

Процессы рифтогенеза и коллизии индуцировались субдукцией на границе Палеооцифики и Восточной Палеогондваны, где в это время сформировалась протяженная островодужная система (Хантайширо-Дарибская, Джидинская островные дуги). Кроме того, существенное значение имели движения по сдвигам (Сибирско-Балтийский дискорданс, Уральско-Таримский, Баргузино-Северо-Тянь-Шаньский и др.) из-за начавшегося в конце венда разделения Лаврентии, Балтии и Сибири.

Характерной особенностью вендской эпохи является развитие оледенения. Выделено три центра оледенения с континентальными моренами – тиллитами (Скандинавия, Срединный Тянь-Шань и Южный Китай). Все центры располагались в высоких широтах. Сохранился переотложенный материал ледового разноса (тиллоиды) в рифтовых грабенах. Имеется несколько уровней (чаще всего два) ледниковых отложений, приуроченных к началу и концу венда.

В раннем кембрии произошло частичное разрушение вендских рифтовых систем, интенсивное новообразование океанической коры и полное отделение от восточногондванской части Родиния ряда микроконтинентов, в том числе – Сырдарьинско-Улутай-Северо-Тяньшаньского, Джунгаро-Балхашского, Северо-Таримско-Цайдамского. Видимо, в это же время произошло полное отделение Сибири от Лаврентии. При этом образовалось несколько более мелких микроконтинентов (Баренсия, Лемвинский). Процессы спрединга развивались под влиянием продолжающейся субдукции под Сибирский континент и восточногондванскую часть Родиния со стороны Палеооцифика.

В кембрии, по сравнению с вендом, усложнилась система островных дуг по границе Палеооцифика и Восточной Палеогондваны. Возникли новые островные дуги – Бошекульская, Чингиз-Тарбагатайская, Сарыбулакская, Кузнецко-Алатауская, Западно-Саянская. В современной структуре сохранились фрагменты аккреционных призм этих островодужных систем, представленные черносланцевыми или тефротурбидитовыми и граувакковыми толщами с включениями континентальных блоков докембрийских пород, горизонтами олистостром, пластинами офиолитов рифейско-вендско-раннекембрийского возраста. Характерным примером является Бошекульская островная дуга. С процессами субдукции в ее фронтальной части и аккреционными процессами связано формирование среднекембрийских эклогитов. Четко оформилась система окраинных бассейнов с корой океанического типа, известных в литературе как Палеоазиатский океан. Здесь преобладала черносланцевая и тефротурбидит-

ная седиментация. Лишь в приэкваториальной зоне высокой биологической продуктивности на ряде внутриокеанических поднятий господствовало карбонатакопление и формировались месторождения фосфоритов. В ряде мест с ними связаны проявления субщелочного базальтового вулканизма внутриплитного типа.

По периферии Сибири, начиная со среднего кембрия, происходило сближение, а затем коллизия островных дуг с этим континентом, постепенное затухание островодужного вулканизма и формирование в этом регионе пассивной окраины с накоплением мощных турбидитовых толщ кварц-грауваккового состава (братолобовская серия).

Возникновение более сложной структуры континентальной окраины Палеогондваны в кембрии в немалой степени было связано с движениями по разломам трансформного типа, многие из которых были унаследованы от предыдущей эпохи.

В раннем ордовике в основном продолжали развиваться островодужные системы, возникшие в кембрии. В Казахстане увеличилась их протяженность за счет возникновения Ханты-Мансийской, Степнякской и Еремантауской островных дуг. Характерно развитие во фронтальных частях ордовикских островодужных систем мощных аккреционных призм, состоящих из турбидитов или тефротурбидитов, включающих горизонты ранне-среднеордовикских олистостром и блоки разновозрастных офиолитов, внутриокеанических поднятий и фрагменты микроконтинентов. В начале ордовика произошел раскол некоторых островных дуг в Казахстане и Тянь-Шане (Чингизской, Сарьбулакской). При этом на остатке дуги, расположенном ближе к Палеопацифику, возникли более зрелые островные дуги с дифференцированным вулканизмом несколько более высокой щелочности, по сравнению с кембрийским, и мощными тефротурбидитами. В окраинных бассейнах происходило новообразование океанической коры.

В Тянь-Шане в раннем ордовике произошло столкновение Караджоргинской островной дуги и Улутау-Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента, изменившее полярность этой островодужной системы.

В конце кембрия—тремадоке происходила деструкция восточного края Балтии (современные координаты) и отделение ряда террейнов с кадомским возрастом континентальной коры (Ханты-Мансийский, Уралтауский, ряд блоков в Тургайском прогибе).

На рубеже среднего и позднего ордовика произошла крупная структурная перестройка, изменение полярности островных дуг в Казахстане. Вероятно, это было связано с началом раскрытия Уральского и Туркестанского палеоокеанов. Эти процессы привели к коллизии Казахстанских и Тянь-Шаньских островных дуг с рядом микроконтинентов этого региона. В результате, в позднем ордовике здесь сформировалось крупное энсиалическое островодужное поднятие с субдукцией как в западном, так и в восточном направлении. В конце ордовика произошла коллизия этой энсиалической дуги и Таримско-Цайдамского микроконтинента, а также

развилась мощная коллизионная зона вдоль Джалаир-Найманского трансформного разлома. С развитием последней связано внедрение золотосных гранитов крыккудукского комплекса.

В результате аккреционных и коллизионных процессов конца ордовика возник новый композитный Казахстано-Тянь-Шаньский континент, представляющий собой коллаж континентальных осколков Родния, разновозрастных островных дуг и фрагментов разновозрастной океанической коры. Этот континент разделит структуры Палеотетиса и Палеоокеаники.

На протяжении позднего докембрия–раннего палеозоя структуры Урало-Монгольского пояса представляли собой континентальную окраину Восточной Палеогондваны и зону сочленения Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64005, 99-05-64039).

А.В. Чермых¹

Динамика роста разломов зон растяжения литосферы (результаты моделирования)

Для установления взаимосвязи величины деформации удлинения и параметров, показывающих рост разломов (удлинение, изменение горизонтальной амплитуды смещения) было проведено физическое моделирование зон растяжения литосферы. Использовалась стандартная методика моделирования на экспериментальной установке «Разлом» [1,2], один штамп которой перемещался (в дальнейшем именуется активным), а другой был неподвижным (пассивным). Смещение производилось перпендикулярно линии стыковки штампов экспериментальной установки, а растягивающие усилия были приложены к подошве деформируемого слоя.

Динамика структурообразования в моделях этого механизма исследована С.А. Борняковым [1,2]. На начальных стадиях в модели формируется линейный прогиб, простирающийся параллельно линии стыковки штампов. По краям этого прогиба закладываются две зоны разломов. Ширина разломных зон наибольшая на начальных стадиях, когда в моделях фиксируются лишь непротяженные разрывы. В дальнейшем они объединяются и, попарно соединяясь, образуют более протяженные разломы. Замечено, что активное структурообразование со временем локализуется во все более узких зонах и смещается к линейному прогибу, где в итоге и формируются два магистральных шва. Как правило,

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

структурообразование в пассивном крыле модели (со стороны неподвижного штампа), включающее поранговые перестройки и развитие магистрального сместителя, происходит раньше по времени и более «ярко» выражено. Поэтому, именно в пассивном крыле модели нами были измерены деформации и параметры разломов для стадий развития модели от первых мелких трещин до формирования магистрального сместителя, разрушающего модель на всю мощность. Эксперименты проведены с соблюдением теории подобия [3], согласно которой в качестве эквивалентного модельного материала применялась глинистая паста с вязкостью 10^5 Па·с. По теории подобия: 1 мм на модели соответствует 1 км в природе, а 1 мин. эксперимента соответствует 1,5 млн лет.

Слой глинистой пасты мощностью 70 мм равномерно размещался на штампах экспериментальной установки. На его поверхность до начала опыта вкрест простирания будущей зоны были нанесены кольца диаметром 14 мм, после чего производилось равномерное (со скоростью 5 мм/мин) перемещение активного штампа. Модель фотографировалась через определенные промежутки времени, а измерения всех необходимых параметров производились на материалах фоторегистрации. По фотографиям были произведены оценки: относительного удлинения колец, превратившихся в эллипсы; длин разрывов; горизонтальной амплитуды смещения по разрывам. Для вычисления интегральных и дифференциальных деформаций удлинения использовался метод количественной оценки деформаций и перемещений [4].

Нас интересовала динамика роста разломов и смещений по ним в зависимости от величины деформации. Поэтому дополнительно были вычислены значения изменения данных величин за промежутки времени между стадиями фоторегистрации, такие как: дифференциальная деформация [4], приращение длины разрыва, изменение амплитуды смещения по разрыву. Все замеры и вычисления были занесены в базу данных, из которой можно было выбрать сведения по каждому отдельному разлому для стадий его развития.

Динамика роста разрывов в процессе деформации модели показана на рис. 1,А, где на графике зависимости длин разрывов от деформации обособились две ветви, одна из которых соответствует крупному разлому, имеющему уже при 50%-ной деформации длину 144 мм, а другая – остальным разрывам, длина каждого из которых существенно меньше магистрального и даже на момент формирования магистрального сместителя не превышает 100 мм. Кривая развития магистрального разрыва, в свою очередь, подразделяется на два крупных участка (см. рис. 1,Б), отражающих сначала развитие этого разлома подобно всем остальным, а затем – интенсивное его удлинение при равномерной скорости нагружения модели. Во время интенсивного роста крупного разрыва удлинение остальных прекращается или замедляется.

Графики зависимости амплитуд смещения от длин разрывов приведены на рис. 2. На графике рис. 2,Б хорошо видно, что приращение дли-

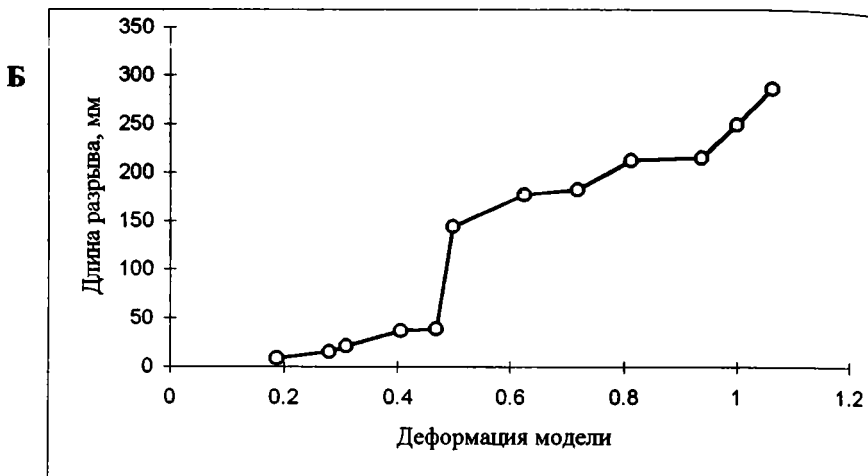
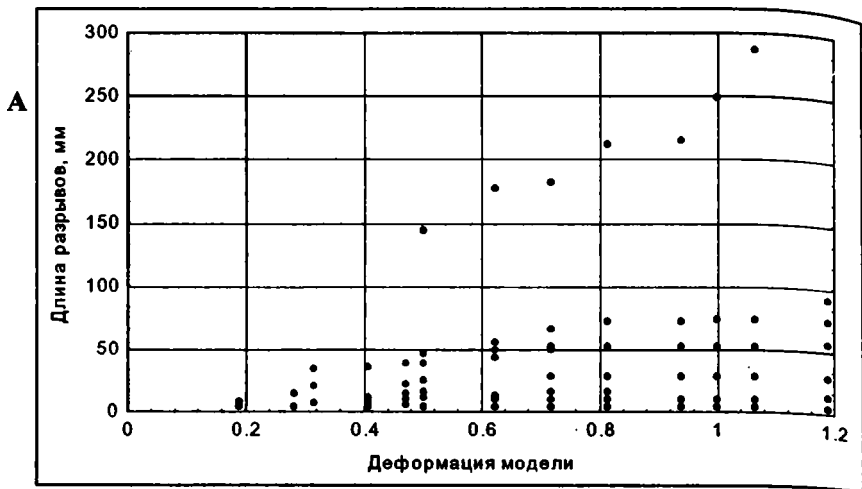
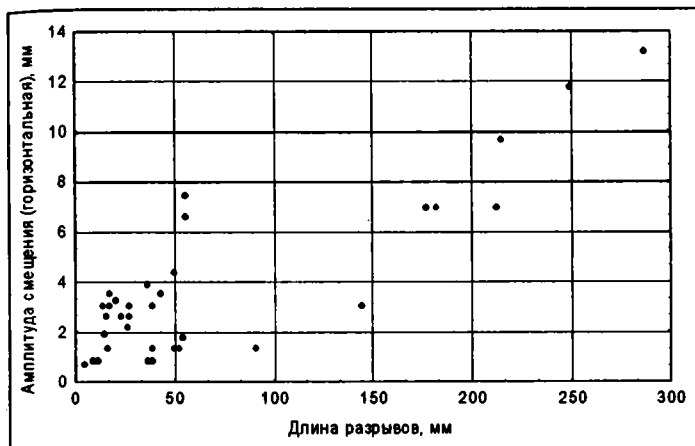


Рис. 1. Графики зависимости длины разрывов от деформации модели
 А – для всех разрывов; Б – для магистрального разрыва

ны магистрального разрыва происходит на фоне постоянства горизонтальной амплитуды смещения, а резкое изменение величины горизонтального смещения, в свою очередь, сопровождается весьма незначительным увеличением протяженности разрыва. Это связано с эффектом слияния разломов, т.е. на фоне равномерно действующей нагрузки (раздвижение штампов) в модели происходят структурные перестройки с образованием разрывов нового ранга длины. Следует отметить, что это происходит не за счет резкого роста разлома, а вследствие разрушения перемычек между дизъюнктивами и слияния последних. Интенсивное

А



Б

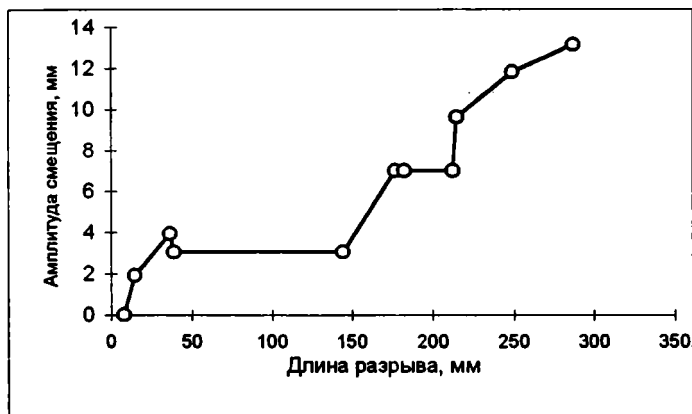


Рис. 2. Графики зависимости амплитуды смещения по разрыву от длины разрыва А – для всех разрывов; Б – для магистрального разрыва

приращение длин разломов фиксируется в моменты снижения скорости деформации (низкая дифференциальная деформация), а изменение горизонтальной амплитуды смещения – в периоды ускорения деформации (высокая дифференциальная деформация). Это свидетельствует о некоторой разобщенности во времени между смещением по разрыву (изменение амплитуды смещения) и ростом разрыва (приращение длины разрыва).

Для собранных параметров были проведены статистические расчеты, которые показали высокую корреляцию между интегральной деформацией модели, длиной разрывов и смещением по ним. Методом наименьших квадратов были получены формулы зависимости длины раз-

рыва (L) от интегральной деформации модели (E_{\max}), а также амплитуды смещения (a) от длины для наиболее крупного разрыва(L):

$$L = 331,25 \cdot E_{\max} - 69,77 \quad (r = 0,96),$$

$$a = 0,039 \cdot L + 0,66 \quad (r = 0,97).$$

Замечено, что равномерное раздвижение штампов экспериментальной установки генерирует волнообразное распространение растягивающих деформаций в модели, вызывающее сначала рост разломов, а затем смещение по ним. При этом, удлинении модели осуществляется за счет смещений по сбросам и не сопровождается значительным увеличением длин разрывов. Быстрый рост разломов в основном происходит во время структурных перестроек, за счет слияния разрывов, на фоне снижения скорости деформации модельного материала.

Литература

1. Борняков С.А. Динамика структурообразования в однослойной модели при условно-активном механизме растяжения // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 47–56.
2. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
3. Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 8–18.
4. Михайлова А.В. Методика количественной оценки перемещений, деформаций и напряжений в пластических непрозрачных материалах // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С. 38–48.

Е.Е.Чернов¹, Д.В.Курилов¹

Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов района устья р. Палана (Западная Камчатка)

На западном побережье Камчатки от устья р. Палана на юге до мыса Кинкильский на севере обнажаются породы нижнемелового и кайнозойского возраста.

Меловые кремнистые, вулканогенные и кремнисто-вулканогенные толщи либо представляют собой отложения склона островной дуги, либо накапливались недалеко от ее подножия. Они участвуют в сложной структуре, сформированной при складчатых и левосторонних сдвиговых деформациях. Слабо деформированные палеогеновые осадки образовались в условиях прибрежного мелководья и, частично – в субазальных условиях на континентальной окраине и с резким угловым несогласием залегают на меловых толщах.

Для палеомагнитных исследований были отобраны 48 образцов из позднемеловых кремнисто-яшмовых пород и 23 – из мелкозернистых разностей палеоценовых терригенных пород.

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

По двум кубикам из каждого образца была проведена термочистка в интервале температур 20–660° С. По данным термочистки проводился компонентный анализ естественной остаточной намагниченности [5] и анализ выделенных компонент на сфере.

В терригенных палеоценовых породах была выделена одна послескладчатая компонента обратной полярности, близкая к направлению магнитного поля района обратной полярности.

В двух блоках поздне меловых (кампан-маастрихтских) кремнистых пород были выделены доскладчатая (тест складки и тест обращения) и послескладчатая компоненты.

Анализ доскладчатой компоненты показал, что исследуемые толщи могли формироваться в следующих интервалах палеоширот (минимальное–среднее–максимальное значение): для блока 1 – 23–31–41°с.ш. (прямая полярность), 34–40–48°с.ш. (обратная полярность), для блока 2 – 32–40–49°с.ш и не могли быть в позднем мелу ни частью Евразии, ни частью Северной Америки [3,4].

Анализ склонений исследованных толщ показал, что они испытали вращение в горизонтальной плоскости против часовой стрелки на угол $111\pm 14^\circ$ относительно Евразии и на $123\pm 15^\circ$ относительно Северной Америки. По-видимому, эти вращения связаны с левыми сдвигами.

Можно предположить два варианта интерпретации полученных данных.

1. Исследуемые кремнистовулканогенные толщи накапливались на склоне Камчатско-Южно-Коряжской островодужной системы, аллохтонные комплексы которой картируются в Центральной и Восточной Камчатке. Если это так, то ширина выходов этих аллохтонных комплексов составляет более 250–300 км. Поскольку эта пластина имеет покровно-складчатое строение, то первоначальная (до надвигаобразования) ширина островодужного сооружения должна быть как минимум в 1,5 раза больше и составляла порядка 400–450 км. В современных островодужных системах распределения центров вулканизма и ареалов лавовых потоков и грубой пирокластики образуют полосы значительно меньшей ширины (до 120 км). Кроме того, главные коллизионные деформации Камчатского сегмента Камчатско-Южно-Коряжской системы произошли не раньше раннего эоцена, в то время как исследуемые паланские островодужные толщи перекрыты слабдеформированными палеоценовыми породами.

По-видимому, изучаемые кремнистовулканогенные толщи накапливались на склоне самостоятельной Паланской островной дуги [2], удаленной от Камчатско-Южно-Коряжской дуги на 500–700 км к северо-западу (в пределах доверительных интервалов наших палеомагнитных определений) и двигавшейся на северо-запад со скоростью около 60 мм/год.

Литература

1. Коваленко Д. В. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция северо-западного обрамления Командорской котловины (Берингово море) // Геотектоника. 1999. № 5. С. 58–77.
2. Чехович В. Д., Богданов Н. А. Кайнозойская история северо-западного обрамления глубоко-

3. Beck M.E., Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America. // *J. Geophys. Res.* 1980. V.85. P.7115-7131.
4. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200Ma. *J. Geophys. Res.* 1991. V.96. P.4029-4050.
5. Kirschvink, J.L., The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 1980. V.62. P.699-718.

А.Д. Чехов¹

О природе окраинных морей

Уже к концу 30-х годов были сформулированы основные положения о происхождении окраинно-морских бассейнов: о новообразованной (раздвиговой или «обрушенной») их природе; о реликтовом океаническом характере их субстрата, трансформируемого в ходе геосинклинального процесса в континентальную литосферу; наконец, о приуроченности таких морей и островных гирлянд к зоне взаимодействия (пододвигания) океанического ложа с континентом (Мазарович, 1938).

Последняя из концепций под названием «Надсубдукционная природа окраинных морей и островных дуг» является сейчас господствующей, выступая в нескольких модификациях: о приуроченности этих структур к глобальной сдвиговой системе (Уткин, 1978); о возникновении вторичного задугового надсубдукционного мантийного диапира, ведущего к расщеплению и раздвижению островных дуг (Кариг, 1971); о заклинивании микроконтинентами, СОХ или трансформами бывших зон Бенъоффа с перескоком или откатом последних в сторону океана и отчленением новых окраинно-морских бассейнов (Molnar, Atwater, 1978); наконец, о возникновении в субдуцируемых плитах («слэбах») повреждений, или окон («виндоу») с прорывом сквозь них астеносферного вещества, продуцирующего возникновение глубоководных впадин окраинных морей.

Однако и две другие концепции – базификации и деструкции континентальной коры или преобладающего развития в окраинных морях явлений конструктивного тектогенеза – остаются вполне конкурентоспособными, активно развиваясь и совершенствуясь (Маракушев, 1997; Фролова, 1997; Чехов, 1989, 2000).

Таким образом, вопросы о направленности тектонических процессов в окраинных морях (океанизация или континентализация), так же как об их одно- или разнотипности по происхождению, остаются в центре внимания исследователей и решаются неоднозначно (Кириллова, 1992; Ермаков, 1998; Меланхолина, 1998; Богданов, 2000).

Автор на примере рассмотрения истории формирования континент-

¹ ГУ СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, Россия.

тальных окраин Северо-Востока Азии и анализа геолого-геофизических материалов по акваториям смежных Охотского и Берингова морей пришел к выводу, что окраинно-морские бассейны являются (и были в прошлом) местами активного преобразования океанической коры в кору континентального типа в ходе сопряженного развития взаимосвязанных процессов деструкции (рифтогенеза) и аккреции (тектонического скупивания). В совокупности эти последние эпизодически наращивали гранитно-метаморфический слой, вплоть до превращения его в континентальную кору зрелого (завершенного) типа в отдельные наиболее важные коллизионные эпохи (кратогенез).

И второе. Кажущаяся разнотипность окраинных морей отражает лишь различные стадии этого процесса трансформации земной коры: раннюю (эмбриональную - каролиноморского типа) с выдвиганием островных дуг в сторону океана и отгораживанием новых окраинно-морских бассейнов, возможно, в результате реактивации (или обновления, по А.А.Маракушеву) первичной океанической коры; зрелую – островодужную (филиппиноморского типа) с расщеплением и раздвижением островных дуг и формированием вторичной океанической коры в ходе междутового спрединга; наконец, заключительную рифтинговую предколлизионную (японско-или охотоморского типа) с широким развитием шельфовых образований (пассивных окраин).

Свидетельством справедливости подобных построений является и последовательная эволюция магматизма окраинных морей от преобладающего типично толеит-базальтового океанического через смешанный толеит-бонинит-кератофировый (окраинно-морского типа, по В.Т.Съедину) к известково-щелочному и шошонитовому преимущественно островодужному.

А.М.Шарова¹

Взаимосвязь проявлений кимберлитового магматизма с глубинной тектоникой (плюмами) восточной части Сибирской платформы

Якутская кимберлитовая провинция охватывает территорию Анабарской антеклизы, Ботуобинской седловины и восточного блока Тунгусской синеклизы. В составе фундамента выделяются структуры раннеархейского и позднеархейского–раннепротерозойского возраста. Вопрос о соотношении контроля проявлений кимберлитового магматизма со структурами фундамента и осадочного чехла достаточно широко и полно рассмотрен российскими и зарубежными исследователями, в результате чего была установлена приуроченность кимберлитовых полей к поднятиям

¹ Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия

(выступам) фундамента. Соотношение расположения кимберлитовых полей с разломами фундамента весьма неоднозначное.

При анализе гравимагнитного поля территории восточной части Сибирской платформы автором впервые выделены структуры, интерпретируемые как *мантийные плюмы* (*глубинные диапирсы или ядра кратонов*): *Арга - Салинский, Мирнинский, Тунгский, Оленекский и Верхневилюйский* (рисунок). Мантийные плюмы, или просто плюмы, представляют собой сравнительно узкие колонны разогретого вещества, поднимающиеся из глубоких слоев мантии. Установленные в современной тектонике размеры плюмов составляют до тысячи километров [4]. Диагностическими признаками плюмов гравитационного и магнитного поля являются:

- дугообразные или кольцеобразные зоны магнитных аномалий;
- максимумы или относительные максимумы гравитационного поля.

Традиционно кимберлитовые поля увязывались с зонами разломов диагональной ориентировки. Однако выделение нового типа структур (плюмов) на Сибирской платформе позволяет по-новому взглянуть на эту проблему. По конфигурации ареалов расположения кимберлитовых полей, можно отметить их тяготение к дугообразным или кольцевым направлениям, с центром внутри плюма. Так, кимберлитовые поля: Алакитское (2), Далдынское (3), Верхнемунское (4), Куранахское (9) и группа кимберлитовых тел «Олобу» (19) расположены в дугообразной зоне *Арга-Салинского плюма*; Лучаканское (10), Дюкенское (11), Ары-Мастахское (12), Старореченское (13), Орто-Ыаргинское (14) – огибают контур *Оленекского плюма*; Чомурдахское (5), Западно-Укукитское (6), Восточно-Укукитское (7) и Огоньор-Юряхское (8), Лучаканское (10), Мерчимденское (15), Молодинское (16), Толуопское (17), Куойкское (18) – в зоне влияния *Тунгского плюма*; Малоботубинское (1) кимберлитовое поле тяготеет к подобной зоне *Мирнинского плюма*.

Выделяемые направления хорошо согласуются с контуром плюмов, огибая последние почти в виде идеального круга. Алмазоносные кимберлитовые тела отмечаются в пределах Мирнинского и Арга-Салинского плюмов, расположенных субмеридионально в центральной части Сибирской платформы на границе Анабарской антеклизы с Тунгусской синеклизой. Кимберлитовые поля, ассоциирующие с карбонатитами, приурочены к краевой части платформы. В настоящее время не обнаружены кимберлитовые поля *Верхневилюйского плюма*, расположенного в юго-восточной части схемы, за пределами рисунка. Отсутствие здесь кимберлитов, скорее всего, связано с недостаточной изученностью территории, либо с индивидуальностью развития этого плюма, отмечаемого на тронном сочленении рифтов.

Таким образом, комплексный анализ геолого-геофизических данных, проведенный для территории восточной части Сибирской платформы, позволил сделать вывод о закономерной связи кимберлитового магматизма с выделенными нами плюмами, что значительно расширяет и делает более целенаправленным прогноз месторождений.

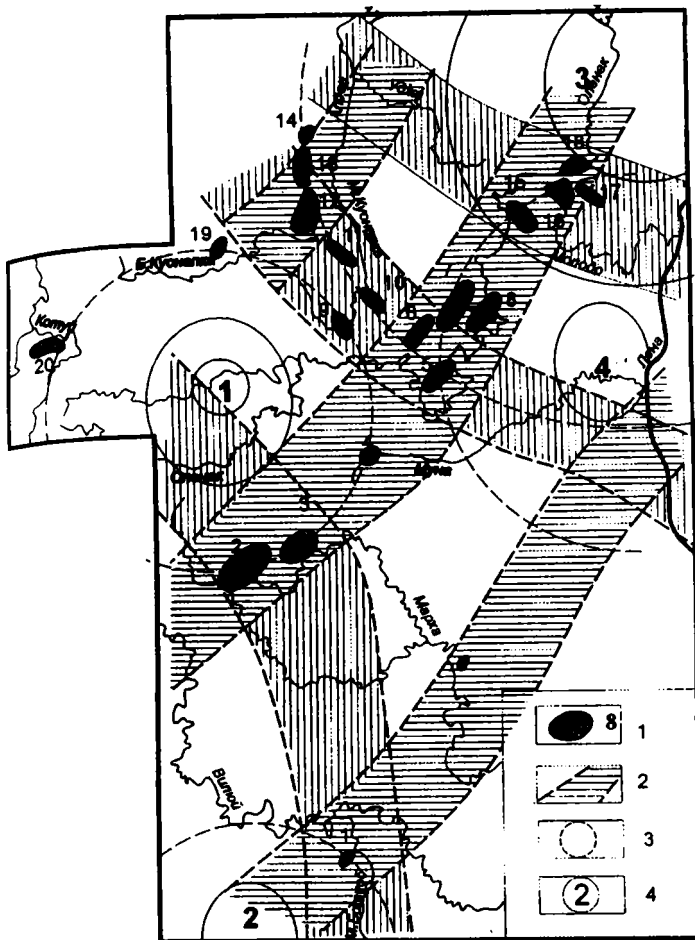


Схема расположения основных зон разломов (по Мокшанцеву и др, 1976) и пломов (по Шаровой, 2000) Якутской кимберлитовой провинции

1 – контур и номер кимберлитового поля (пояснение см. в тексте); 2 – основные зоны разломов, 3 – контур размещения кимберлитовых полей; 4 – номер и контур плюма: 1 – Арга-Салинский, 2 – Мирнинский, 3 – Оленекский, 4 – Тюнгский

Литература

1. Мокшанцев К.Б., Еловских В.В. и др. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. М.: Наука, 1974. 97с.
2. Мокшанцев К.Б. и др. Структурно-тектонические условия и геофизические критерии локализации кимберлитового магматизма восточной части Сибирской платформы // Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции Якутск: Якут. Кн. Изд-во. 1976. С. 16–40.
3. Одинцов М.М.. К проблеме генезиса и структурного контроля кимберлитов // Геотектоника, №3. С. 3–13.
4. Структурная геология и тектоника плит. В 3 т. / Под ред. К. Сейферта. М.: Мир, 1990.

5. Шарова А.М. Структура фундамента восточной части Сибирской платформы // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М., ГЕОС, 2000 С.584–588 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
6. Ханн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики / М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

**К.Н. Шатагин¹, К.Е. Дегтярев², В.Н. Голубев¹
О.В. Астраханцев², Н.Б. Кузнецов²**

Модель структуры коры Кокчетавского блока: результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов

Кокчетавский блок занимает центральное положение в современной структуре Северного Казахстана и сложен разнообразными, преимущественно докембрийскими комплексами. Наиболее низкое положение в современной структуре здесь занимает раннепротерозойский зерендинский гнейсовый комплекс, образованный различными первично-осадочными породами, которые впоследствии подверглись полиметаморфическим преобразованиям и мигматизации. Гнейсы зерендинского комплекса перекрыты маломощным чехлом верхнерифейских сланцево-кварцитовых и нижнепалеозойских терригенно-карбонатных толщ. Докембрийские и нижнепалеозойские комплексы Кокчетавского блока прорваны различными гранитоидами, занимающими более 50% площади этого региона. Их геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение позволяет сделать предположение о строении и составе более низких горизонтов континентальной коры, мощность которой в пределах Кокчетавского блока более 50 км.

В результате геохронологических исследований палеозойских гранитоидов и кислых эффузивов Кокчетавского блока установлено, что продолжительность гранитоидного магматизма в этом регионе составила около 50 млн лет (с 450 до 400 млн лет назад), в течение которых выявлено три эпохи: позднеордовикская (граниты и гранодиориты зерендинского комплекса), силурийская (граниты боровского и кислые эффузивы и гранит-порфиры жаксы-жангызтауского комплексов) и раннедевонская (лейкограниты и аляскиты балкашинского и орлиногорского комплексов).

Рассматриваемые гранитоиды принадлежат преимущественно к высококальциевой известково-щелочной серии. По отношению алюминия к сумме щелочей среди них выделяются граниты как I-типа (зерендинский комплекс), так и S-типа (отдельные массивы орлиногорского и жаксы-жангызтауского комплексов). В то же, время значительная часть грани-

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

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

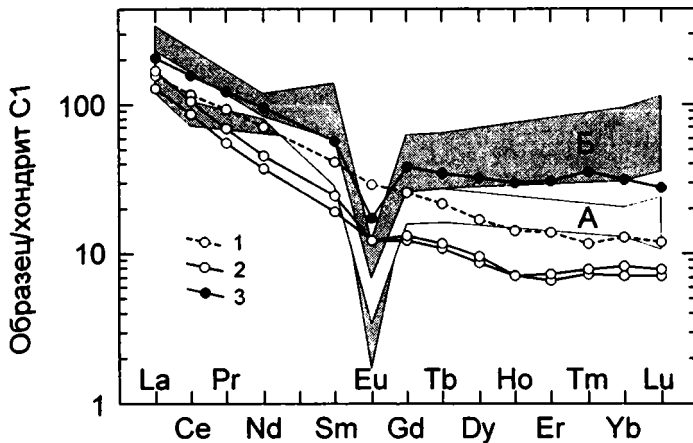


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Кокчетавского блока.

1, 2 – Зерендинский массив: 1 – гранодиорит, 2 – гранит; 3 – Боровской массив, поля А – балкашинского, Б – орлиногорского комплексов. Данные для полей составов по С.В. Юдинцеву и Л.И. Симоновой, 1994

тоидов боровского и балкашинского комплексов имеет промежуточные петрохимические характеристики. По особенностям распределения РЗЭ разновозрастные гранитоиды также имеют существенные различия (рис. 1).

Зерендинские граниты имеют относительно гладкие спектры распределения РЗЭ с незначительной отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0,7-0,8$). Гранодиориты этого комплекса отличаются более высоким суммарным содержанием РЗЭ, отрицательная Eu-аномалия в них отсутствует. Боровские граниты имеют умеренную Eu-аномалию (0,4). Яркой особенностью гранитов орлиногорского и балкашинского комплексов является глубокая отрицательная Eu-аномалия (0,4-0,6 и 0,1, соответственно). Разнообразие в рисунках спектров распределения РЗЭ в изученных гранитоидах, вероятно, обусловлено как различиями в составе источника гранитов (зерендинский и боровской комплексы), так и значительной степенью химического фракционирования гранитного расплава (балкашинский и орлиногорский комплексы).

Изотопно-геохимическое изучение гранитоидов позволило выделить среди них две группы. Первая объединяет зерендинский, боровской и балкашинский комплексы, гранитоиды которых имеют примитивные Nd-Sr изотопные характеристики («примитивные» граниты на рис. 2А); вторая – жаксы-жангызтауский и орлиногорский комплексы, породы которых обладают более «коровыми» первичными изотопными составами Sr и Nd («коровые» граниты на рис.2а). Неодимовые модельные возрасты гранитоидов обеих групп составляют 1,03-1,39 млрд лет и рассматриваются как свидетельство рифейского возраста их источника (рис. 2Б). В его состав входили как магматические породы высококальциевой известково-

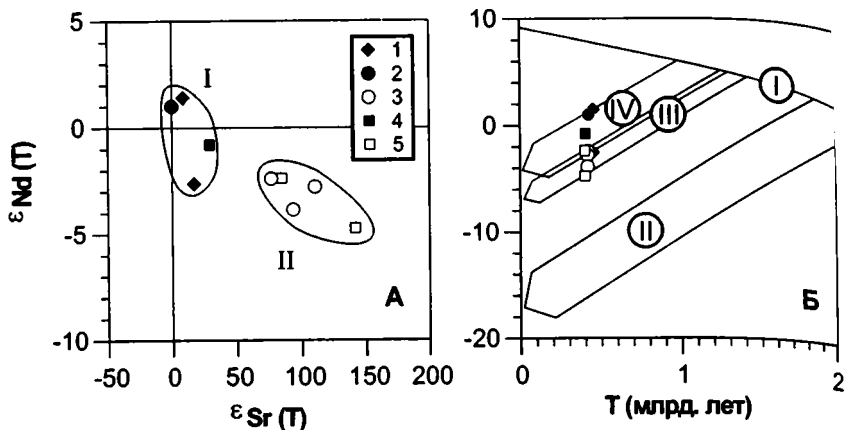


Рис. 2. Изотопные диаграммы для гранитоидов Кокчетавского блока А – корреляция первичных изотопных составов Sr и Nd, обведены выделенные группы «примитивных» (I) и «коровых» (II) гранитоидов; Б – эволюция изотопного состава Nd истощенной мантии Земли (I), древней коры Северо-Западного Казахстана (II) и предполагаемых источников «коровых» (III) и «примитивных» (IV) гранитоидов.

1 - 5 – комплексы: 1 – зерендинский, 2 – боровской, 3 – жаксы-жангызтауский, 4 – балкашинский, 5 – орлиногорский.

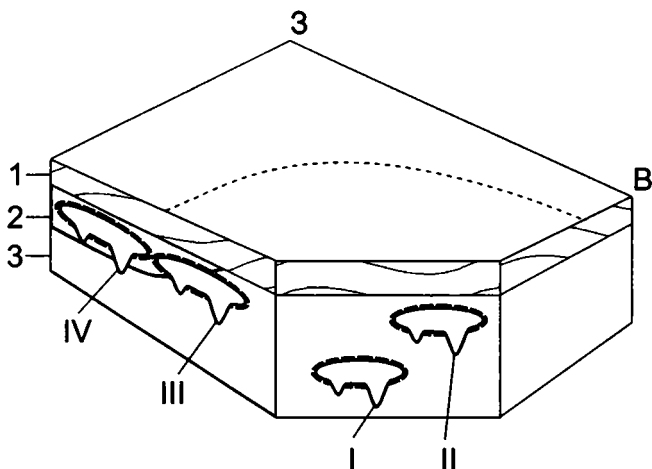


Рис. 3. Модель неоднородности коры Кокчетавского блока и предполагаемое положение в ней источников палеозойских кислых магматических пород.

I, II – источники гранитов: I – зерендинских, II – боровских и балкашинских; III, IV – источники: III – вулканических пород жаксы-жангызтауского и IV – гранитов орлиногорского комплексов. Арабские цифры: континентальная кора: 1 – с возрастом 2 млрд лет (зерендинский гнейсовый комплекс); 2, 3 – рифейского возраста: 2 – осадочные и 3 – магматические комплексы; пунктирная линия намечает границу между областями распространения преимущественно «примитивных» гранитов на юго-востоке и преимущественно «коровых» гранитов на северо-западе региона.

щелочной серии (источник «примитивных» гранитоидов), так и метаосадочные породы (источник «коровых» гранитов).

Следовательно, для континентальной коры Кокчетавского блока характерна вертикальная неоднородность: более низкие части коры, являвшиеся источником палеозойских гранитоидов, имеют рифейский возраст и подстилают раннепротерозойский зерендинский гнейсовый комплекс, занимающий более высокое положение в структуре.

Вертикальная неоднородность коры Кокчетавского блока, вероятно, представляет собой вещественное выражение тектонической расслоенности литосферы. Наиболее ярко эта расслоенность выражена в южной и восточной частях Кокчетавского блока, где рифейская кора, образованная преимущественно метаморфизованными магматическими породами, являвшимися источником палеозойских гранитоидов, подстилает раннепротерозойский метаосадочный зерендинский гнейсовый комплекс. Для рифейской коры предполагается существование латеральной неоднородности, отражением которой является изотопная, геохимическая и металлогеническая зональность разновозрастных гранитоидных комплексов, свидетельствующая об увеличении в ее составе содержания метаосадочного компонента в юго-западной части Кокчетавского блока (рис. 3).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 00-05-64646 и проектов конкурса-экспертизы 1997 г. молодых ученых РАН (руководители К.Н.Шатагин, К.Е.Дегтярев).

В.П.Шатров¹

Палеозойские карбонатные платформы как индикаторы орогенного развития Тагильского прогиба

Карбонатные платформы и слагающие их породы в палеозойской истории Тагильского прогиба имеют важное значение. С раннедевонской карбонатной платформой – Петропавловским рифом – связаны карстовые бокситы Северо-Уральского бокситового бассейна (СУБР), но еще более ценным является палеогеографическое значение этих образований.

На территории прогиба рифостроение и эрозия карбонатных платформ начались и шли на фоне региональной силурийской регрессии, обусловленной рано начавшейся орогенной консолидацией. Силурийский орогенез вызван нестандартным ходом геологического развития северного сегмента Урала с самого начала палеозойской его истории. Если в начале силура морская трансгрессия на Урале достигла наибольшего развития, то на венлокский век падает начало всеобщей регрессии. В венлоке и раннем лудлове на Урале начинается первый крупный этап рифообразования и

¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

образуются первые карбонатные платформы – елкинская и исовская. Преобладающим типом тектонических движений в этот период являлось воздымание и рифтогенное растяжение коры. Основным механизмом этого процесса явилось изостатическое поднятие литосферы, вызванное внедрением массивов Платиноносного пояса. Это событие имело решающее значение для тектонического развития Урала и послужило главной причиной ранней орогенной консолидации Тагильской структуры. Внедрение массивов ультраосновных пород образовало как бы структурную раму, или каркас, для Тагильского прогиба, консолидировало его структуру и коренным образом повлияло на характер вулканизма и седиментогенеза в палеозое. Это способствовало тому, что вскоре после заложения прогиба, уже в венлоке, Тагильская структура начала испытывать не погружение, а воздымание, которое периодически осложнялось локальными погружениями и трансгрессиями. По данным А.А.Ефимова [2], время становления Платиноносного пояса 420 млн лет, по другим [4] – 440 млн лет, и в целом соответствует длительному периоду каледонской орогенной консолидации – 15–18 млн лет. Общая продолжительность позднекаледонских тектонических перемен в этой части Урала охватывает интервал от приждолия в силуре и до окончания лохкова в девоне (415–400 млн лет). Это был второй этап рифообразования, знаменующий регрессивный цикл седиментации и дальнейшее падение эвстатического уровня в связи с продолжающимся рифтогенезом и орогенным воздыманием земной коры.

В силуре–девоне пространство Тагильской структуры было затоплено теплым мелким морем, и вся северная часть Урала до Щучьинского прогиба на севере являлась зоной формирования мощной карбонатной платформы. Полоса органогенного карбоната накопления занимает пограничные части западной – Кумбинско-Петропавловской (КП) и восточной – Турьинской (Т) СФЗ в осевой части прогиба и выделяется нами [6] в Северо-Уральско-Саранпаульскую (ССП) подзону, поскольку по условиям образования она существенно отличается как от западной, так и от восточной СФЗ. При незначительной ширине (30–40 км) и длине 500 км ССП сохранила свою целостность, хотя ее контакты ограничены глубинными разломами. Из этого следует, что данные тектонические нарушения имеют характер конседиментационных глубинных разломов глубокого заложения, что полностью согласуется с данными А.В.Пейве [3] и нашими наблюдениями [5,6].

В рассматриваемое время западная (КП) СФЗ представляла собой область воздымания (Петропавловское поднятие), а восточная (Т) – зону прогибания, где накапливались вулканогенно-осадочные флишоидные образования.

В полосе карбоната накопления наиболее хорошо изучена раннедевонская платформа на Северном Урале – громадный Петропавловский массив (риф), вмещающий субровский грабен, образованный доседиментационными вертикальными и раздвиговыми движениями в конце силура–начале девона [5,6].

На приполярном участке прогиба становление и развитие карбонатных платформ регулировалось воздыманием и ростом Северо-Сосьвинского поднятия, являющегося северным продолжением КП СФЗ. Здесь развито несколько мощных карбонатных комплексов, в том числе, – известный Люльинский риф, аналогичный Петропавловскому.

Таким образом, в силуре–среднем девоне восточный склон Северного и Приполярного Урала был покрыт мелким морем. На этой территории от Байдарацкой губы на севере и до южного окончания Тагильской структуры обособляется протяженная полоса шириной до 50 км, отличающаяся длительным накоплением мелководных карбонатов, в состав которых входят разнообразные по степени зрелости рифовые постройки.

Необходимо подчеркнуть, что раннедевонские карбонаты этой последовательности органично вписываются в общую палеогеографическую схему девонского бассейна Западной Сибири и выделяется как Нижнетагильское море [1], занимавшее западные части Западно-Сибирского моря, которому были свойственны небольшие глубины (максимум 100–150 м) и характерная мелководная фауна [6].

Приведенные данные имеют исключительное важное значение для восстановления истории всего Уральского складчатого пояса. Значение такой информации возрастает, если учесть, что полоса силуро-девонских мелководных карбонатов протягивается от Северного Урала на юг еще на 700 км до широты г.Каменск-Уральска. Весь этот фактический материал игнорируется в тектонических реконструкциях. Имеющиеся у нас прямые геологические данные противоречат представлениям о существовании в палеозое Уральского палеоокеана. Напротив, изученные в Тагильской структуре карбонатные платформы уже с раннего силура формировались в условиях орогенного воздымания земной коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 00-05-65092).

Литература

1. Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири// Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С.95–109.
2. Ефимов А.А. Структура и вещественные комплексы Чистопского массива в Платиновом поясе Урала// Ежегодник-1996. Информ. сб. науч. тр. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. С. 67–70.
3. Пейве А.В. Тектоника Северо-Уральского бокситового бассейна. Материалы к познанию геол. строения СССР. М.: МОИП, 1947. 204 с.
4. Шалагинов В.В. Ордовикский цикл развития Урала // Геологическое развитие Урала: Достижения и проблемы. М., 1988. С. 106–109.
5. Шатров В.П. Модель формирования тектонической структуры Североуральского бокситового бассейна// Ежегодник-1997. Информ. сб. науч. тр. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 62–65.
6. Шатров В.П. Среднепалеозойские карбонатные платформы восточного склона Приполярного Урала// Ежегодник-1999. Информ. сб. науч. тр. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. С. 105–109.

Глубинное строение и палеотектоника восточного сектора Центральной Азии (по данным гравиметрического зондирования)

В течение 80–90-х годов, в связи с проблемой поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, сотрудниками ВИМСа (Р.Ф. Данковцев, Н.М. Мусеибов и др.) было проведено глубинное гравиметрическое зондирование земной коры, охватывающее западный (54° – 84° в.д., 40° – 60° с.ш.) и восточный (90° – 138° в.д., 48° – 60° с.ш.) секторы Центральной Азии. Полученные в результате обработки наблюденного поля силы тяжести масштаба 1:1 000 000 карты-срезы легли в основу составления региональных глубинно-плотностных моделей рудных районов и, в частности, схемы PZ₂₋₃ и MZ тектоники восточного сектора Центральной Азии (рис. 1).

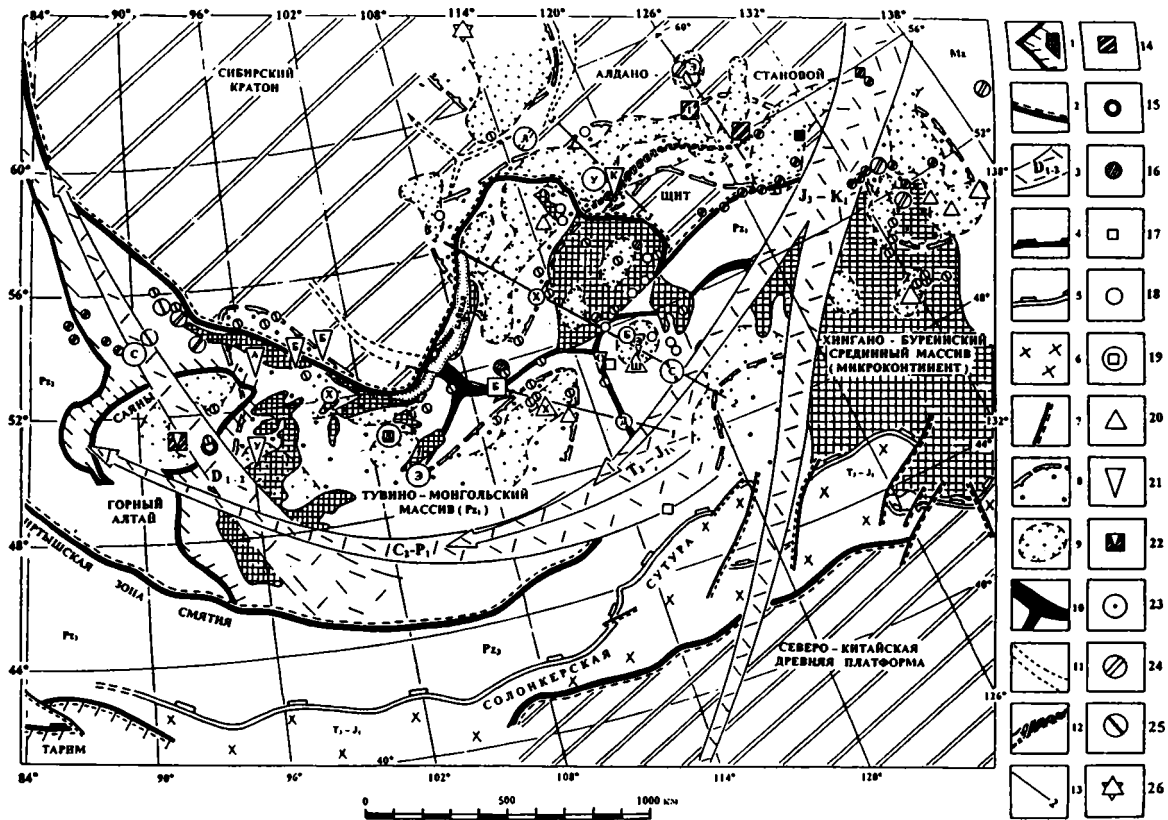
Характерными элементами восточного сектора Центральной Азии являются D₁₋₂, C₂-P₁ и T₃-J₁ вулканические пояса и зоны, трассирующие (до столкновения Тувино-Монгольской островной дуги с блоками древней Северо-Китайской платформы [5]) активную окраину Сибирского палеоконтинента и представляющие собой окраинно-континентальные вулканические пояса (ОКВП). Их формирование в современной геодинамической литературе связывается с активизацией древних (дорифейских) и заложением «новых» (D-C-P и T-J₁) глубинных разломов при вращательном (по часовой стрелке) сдвигении континентальной окраины Сибирского палеоконтинента [1,4,5]. Это отчетливо видно по обратному (против часовой стрелки) смещению и «омоложению» ОКВП и их практически непрерывному пространственно-временному ряду в южном обрамлении древней Сибирской платформы (см. рис. 1).



Рис. 1. Положение глубинных «очагов» разуплотнения в PZ₂₋₃ и MZ тектонике восточного сектора Центральной Азии. Составлено с использованием карт-трансформаций наблюденного поля силы тяжести масштаба 1:1 000 000 (Р.Ф. Данковцев, Н.М. Мусеибов, 1985–1989 гг., 1998 г.) и Тектонической карты Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 (А.В. Пейве, А.Л. Яншин и др., 1979 г.).

1 – границы раннепалеозойских кристаллических массивов (клеткой показаны обломки древних дорифейских кор внутри них); 2 – границы PZ₂₋₃ континентальных плит (двойной косой штриховкой выделены древние платформы); 3 – окраинно-континентальные вулканические пояса и их возраст; 4 – позднепалеозойские сутуры, фронты надвигов, магматические фронты [5]; 5 – раннемезозойские сутуры; 6 – T₃-J₁ кора континентального типа; 7 – сдвиговые зоны; 8 – «очаги» разуплотнения в основании коры (интервал глубин 25–45 км и ниже); 9 – «очаги» разуплотнения в верхней коре (интервал глубин 10–25 км); 10 – зоны плотных масс в основании коры Центрального и Юго-Восточного Забайкалья (зоны рифтинга); 11 – то же, в основании коры Сибирского кратона; 12 – шовные зоны древнего заложения (Каларская, Становая); 13 – линии гравиметрических разрезов и их номера; 14–26 – рудные поля месторождений: Fe (14), Co, Ni (15), Be (16), W (17), Mo (18), Mo-W (19), Sn (20), Nb, Ta, TR (21), Fe, TR (22), Cu (23), Au (24), U (25), алмазов (26). Буквами отмечены крупные месторождения

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС) МПР РФ, Москва, Россия.



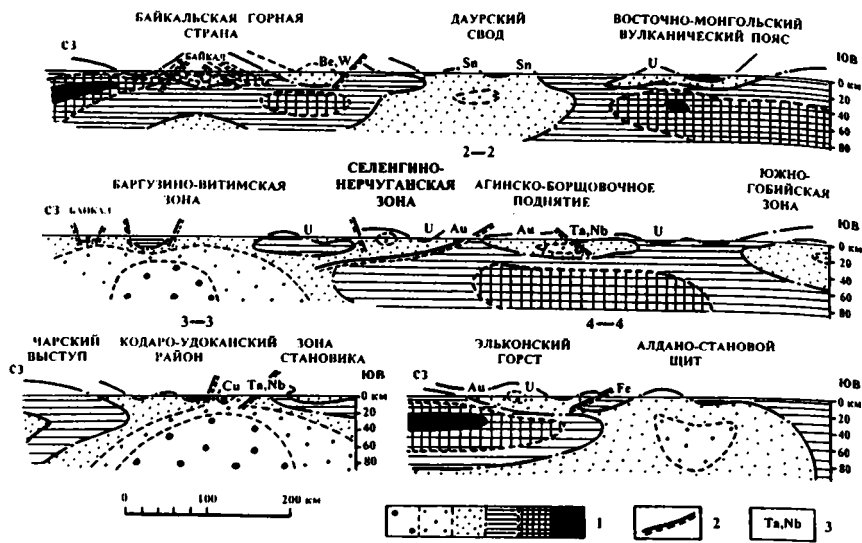


Рис. 2. Гравиметрические разрезы земной коры: Северного, Центрального и Юго-Восточного Забайкалья (1-1, 2-2), Алдано-Станового щита (3-3, 4-4).

1 – шкала интенсивности поля силы тяжести, мГал (точками показаны разуплотненные массы, штриховкой и черным – плотные); 2 – линии разрывов и шовных зон (картируются по резкому изгибу и смещению изоаномал поля силы тяжести в разрезах); 3 – рудные поля месторождений

Вращательное (по часовой стрелке) сдвигание континентальной окраины Сибирского палеоконтинента в D-C-P и T-J₁ время сопровождалось концентрацией во фронтальных (Хэнтэйское, Хангайское поднятия, Восточные Саяны и т.д.) частях Тувино-Монгольского «островного» массива (ТМOM) тангенциальных сжимающих усилий P и процессами положительной дилатансии: декомпрессии, разуплотнения (см. рис.1). В то же время, компенсационные растягивающие усилия – P в тыловой задуговой части ТМOM (Центральное и Юго-Восточное Забайкалье) привели к расколу коры и формированию в ее основании зон рифтинга (см. рис. 1).

Столкновение ТМOM с блоками древней Северо-Китайской платформы сопровождалось формированием Южно-Гобийского «очага» разуплотнения (см. рис. 1). В верхней части коры в это время (T₃-J₁, J₂₋₃, J₃/K₁) формировались складчато-коллизийные зоны типа Агинско-Борщовочной, Селенгино-Нерчуганской и других и многочисленные месторождения W, Sn, Ta, Nb, Au, U (см. рис. 1, разрезы 1-1, 2-2 на рис. 2).

Литература

1. Гордиенко И.В. Структурно-магматическая зональность средне-позднепалеозойских и мезозойских вулканоплутонических поясов на активных континентальных окраинах складча-

- того обрамления юга Сибирской платформы, ее геодинамическая интерпретация // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С.212–215 (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т.1).
2. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.
 3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.; Кн. 2. 334 с.
 4. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–31.
 5. Шенгер А.М. Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 41–58.
 6. Шашорин Б. Н. Глубинные «очаги» разуплотнения в плитном сценарии алтаид // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 593–596 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.)

Б.Н.Шашорин¹

«Очаги» разуплотнения в PZ₂₋₃ тектонике Центральной Азии (западный сектор)

Глубинное изучение недр проводится в ВИМСе давно, с середины 40-х годов, в связи с проблемой поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Однако объемное изучение недр с выделением разноглубинных уровней, напряженно-деформированного состояния пород и т.д. стало возможным лишь в середине 80-х годов, в связи с разработкой метода «Гравискан» [5,6].

Традиционно выделяемые при гравиметрическом зондировании «очаги» разуплотнения связывались с горячими плюмами, обусловленными процессами дифференциации вещества в мантии [6]. И все же это явление достаточно надежно объясняется дилатансионными эффектами, возникающими в реологически расслоенной земной коре при длительно действующих усилиях тангенциального сжатия [1,7,9].

Суть этого деформационно-теплового эффекта («коллизийного» разуплотнения) заключается в возникновении на глубине, в высокобарических зонах пластического течения пород, центров декомпрессии (положительной дилатансии), способных вызывать плавление пород. Подъем расплава вверх до реологической зоны локализованного течения (корней литрических разрывов) осуществляется, как правило, путем конвенции (тепломассопереноса) и/или «зонной плавки» [7]. Возникающий при этом в основании коры «очаг» разуплотнения разрастается за счет теплового расширения горных пород, инверсии их плотностных и упругих свойств (гранитизации). Как следствие этого, с областями длительно действующих усилий тангенциального сжатия связано формирование крупных ме-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС) МПР РФ, Москва, Россия.

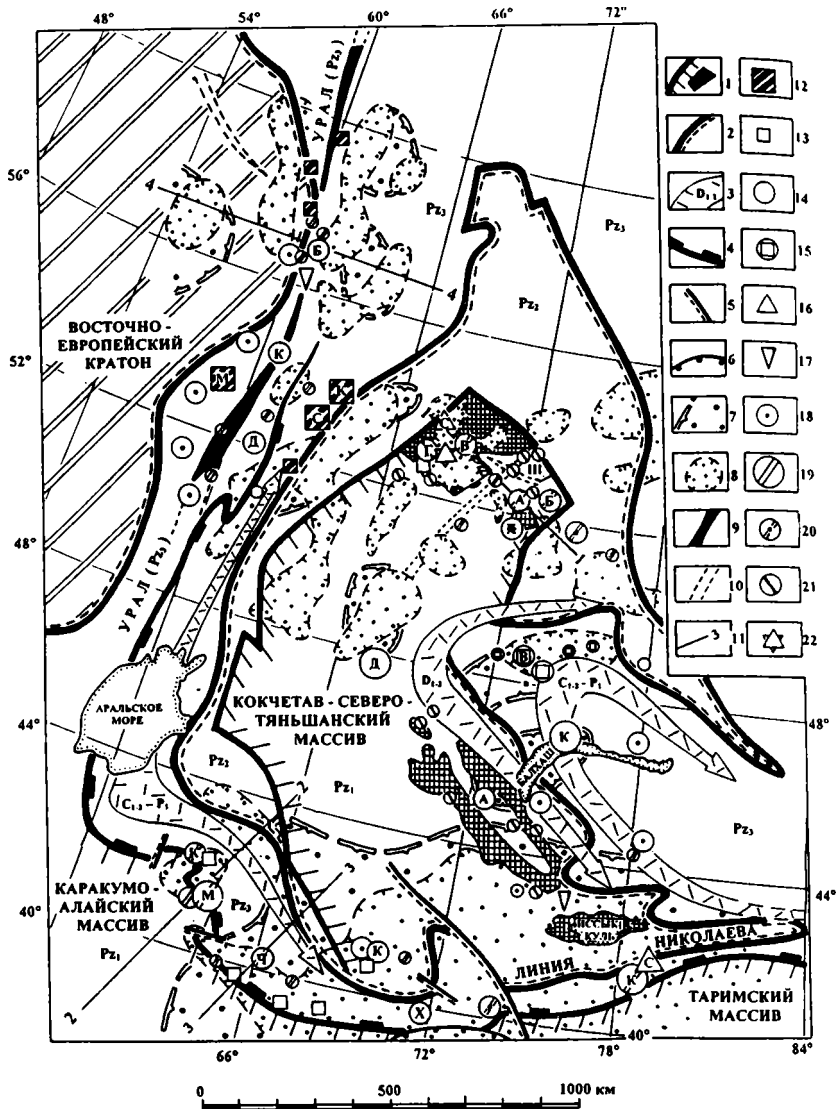


Рис. 1. Положение глубинных «очагов» разуплотнения в Pz_{2-3} тектонике западного сектора Центральной Азии. Составлено с использованием карт-трансформаций наблюдаемого поля силы тяжести масштаба 1:1 000 000 (Н.И.Мусеинов, Р.Ф.Данковцев, 1989, 1990, 1998гг.) и Тектонической карты Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 (А.В.Пейве, А.Л.Яншин и др., 1979г.)

1 – границы раннепалеозойских кристаллических массивов (клеткой показаны обломки древних дорифейских кор внутри них); 2 – границы Pz_{2-3} континентальных плит (двойной косой штриховкой выделены древние платформы); 3 – окраинно-континентальные вулканические пояса и их возраст; 4 – позднепалеозойские сутуры, фронты надвигов, магматические фронты [8]; 5 – сдвиговые зоны; 6 – Памирские структуры; 7 – «очаги» разуплотнения в осно-

вании коры (интервал глубин 25–45 км и ниже); 8 – «очаги» разуплотнения в верхней коре (интервал глубин 10–25 км); 9 – зона плотных масс в основании коры Урала; 10 – то же, в основании коры Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньского кристаллического массива; 11 – линии гравиметрических разрезов их номера; 12–22 – рудные поля месторождений: Fe (12), W (13), Mo (14), Mo-W (15), Sn (16), TR (17), Cu (18), Au (19), Cu-Au (20), U (21), технических алмазов (22). Буквами отмечены крупные месторождения

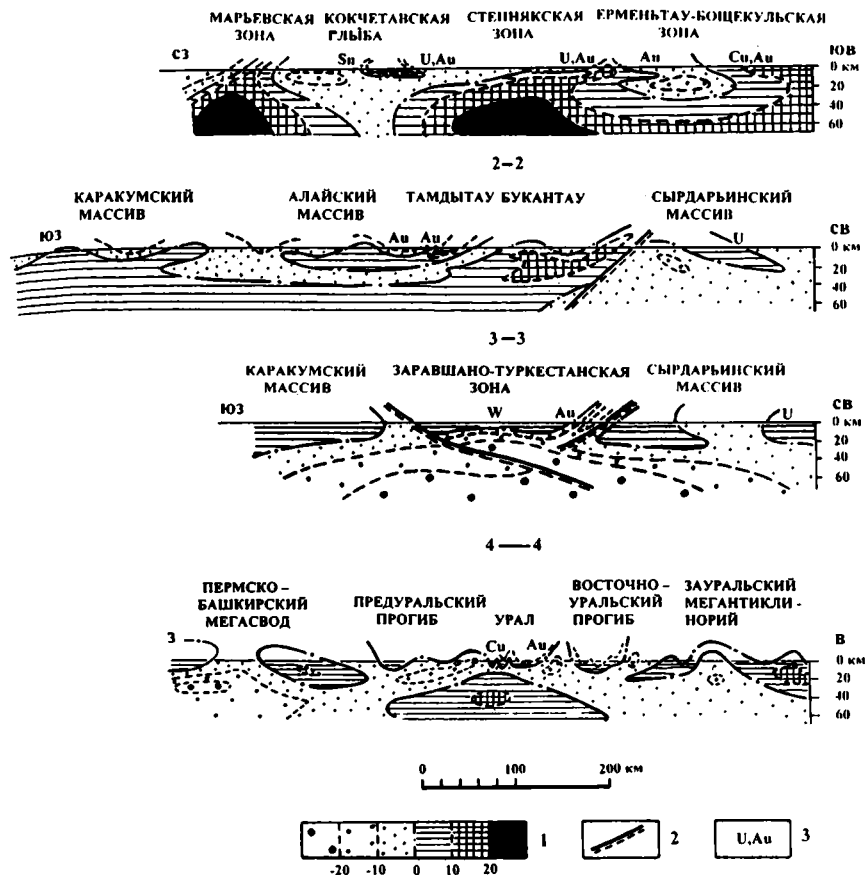


Рис. 2. Гравиметрические разрезы земной коры: Северного Казахстана (1–1), Средней Азии (2–2, 3–3), Урала, Предуралья и Зауралья (4–4)

1 – шкала интенсивности поля силы тяжести, мГал (точками показаны разуплотненные массы, штриховкой и черным – плотные); 2 – линии разрывов и шовных зон (картируются по резкому изгибу и смещению изоаномал поля силы тяжести в разрезах); 3 – рудные поля месторождений

сторождений W, Sn, Au, Nb, Ta [9], а также гравитационных минимумов, интенсивностью до 20 мГал и более [1].

В пределах западного сектора Центральной Азии гравитационные эффекты, связанные с коллизионным разуплотнением, наиболее ярко проявились в областях столкновения («спайки») Казахстано-Киргизского палеоконтинента с блоками древних платформ: Каракумо-Алайской, Таримской и др. (рис. 1). Исходя из алайского ряда деформаций [2,4] и контролируемого им масштабного золотого оруденения (месторождение Мурунтау) можно сделать вывод, что наиболее мощные процессы коллизионного разуплотнения происходили на юге (в современных координатах) западного сектора Центральной Азии (рис.2, см. рис. 1). По времени они соответствовали этапу шарьирования Киргизского континента на Туркестанскую океаническую структуру (C_{1-2} [4]) и этапу его надвигания на Каракумо-Алайский массив ($C_{2,3-P}$ [4]).

Разуплотнение нижних частей земной коры в пределах западного сектора Центральной Азии сопровождалось формированием специфических структурно-тектонических форм в верхних горизонтах земной коры – тепловых куполов, локальных структур декомпрессии и т.д. – вмещающих в себя крупные месторождения W, Sn, Au и других металлов (см. рис. 1 и 2).

Литература

1. Антонов Ю.В., Жаворокин В.И. Дилатансионное разуплотнение как один из факторов латеральной расчлененности консолидированной коры Воронежского кристаллического массива // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 25-27 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
2. Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3. С. 56–65.
3. Бискэ Ю.С. Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизского-Казахского палеоконтинентов // Геотектоника. 1995. № 1. С.31–39.
4. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976, 164 с.
5. Данковцев Р.Ф. Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных месторождений // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 114–120.
6. Данковцев Р.Ф. Опыт разработки энергоматмической системы критериев прогноза урановых месторождений // Отечественная геология. 1995. № 11. С. 8–17.
7. Галицкий В.Г. К проблеме «коллизионного» магматизма (тектонофизический аспект) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 183–186 (Материалы XXXII совещ.; Т.2).
8. Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8, С. 41–58.
9. Шапориц Б.Н. Глубинные «очаги» разуплотнения и связь с ними эндогенной металлогении (W, Sn, Au, TR и др.) // Металлогения и геодинамика Урала: Тез. докл. Екатеринбург, 2000. С. 19–22.

И.В.Шемелина¹, В.Г.Владимиров¹

Значение Матутской сдвиговой зоны для кинематики Западного Сангиленга (Юго-Восточная Тува)

Сангиленский массив представляет собой сложнодислоцированную орогенную структуру раннекаледонского возраста [1]. Первоначально ее

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

формирование связывалось с двумя тектонометаморфическими циклами кембрийско-ордовикского возраста. При этом определяющая роль в создании современной орогенной структуры отводилась многочисленным этапам пликативных деформаций [2, 3]. Позднее было выдвинуто предположение о значительной роли сдвиговой тектоники в формировании складчатых структур [4, 5], однако роль дизъюнктивных нарушений, в первую очередь, сводилась к формированию приразломных складчатых структур, связанных с эволюцией Агардагской шовной зоны. Внутренние сдвиговые нарушения рассматривались в основном как результат неотектонических движений, следовательно, взаимосвязь дизъюнктивной тектоники с метаморфизмом и магматизмом региона или вообще не рассматривалась, или только предполагалась.

В настоящее время в структуре Сангиленского массива выделяются три основных тектонических сегмента: Агардагский, Мугуро-Чинчилигский и Эрзино-Нарынский. Их сочленение между собой происходит по сдвиговым зонам хрупко и вязкопластичного течения горных пород (неопубликованные данные, результаты комплексной экспедиции ОИГГиМ СО РАН, ИЛ РАН, ТГУ, Запсибгеолсъемка, 1997–1999 гг.). По кинематике движений сдвиговые зоны делятся на правосдвиговзбросовые и левосдвиговые. К правосдвиговзбросовым относятся: Матутская, Нарынская и Хорумнутская; к левосдвиговым – Агардагская, Чен-Саирская и Ак-Дагская (рисунок).

Наиболее информативным их представителем является Матутская сдвиговая зона, разделяющая Мугуро-Чинчилигский и Эрзино-Нарынский сегменты. Она имеет субширотное простирание и в границах Западного Сангилена протягивается на 55 км. В ее пределах изучены три опорных полигона: Эрзинский, Матутский и Улорский.

В восточной части Матутской сдвиговой зоны (Улорский участок) открыты верхние эрозионные уровни, где зафиксированы низкотемпературные бластомилониты по карбонатно-терригенным породам, метаморфизованным в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. На данном участке наблюдаются хрупкие и хрупкопластичные деформации. В метапесчаниках они представляют собой трещины отрыва, заполненные кварцем и кварц-слюдистым материалом, в кварц-серицитовых сланцах – структуры сдвигового растяжения (shear-band), заполненные мусковитом. В экзоконтактовой зоне гранитоидов в шлифах зафиксирован рост монокристаллов граната, синкинематический с левосдвиговыми деформациями породы. Поскольку появление монокристаллов граната связывается с процессами ороговывания, а возраст гранитоидов составляет 476 ± 6 млн лет [6], то, соответственно, возраст тектонических движений с левосдвиговой кинематикой вдоль Матутской сдвиговой зоны также можно отнести к этому временному интервалу.

Матутский опорный участок, расположенный в центральной части сдвиговой зоны, сложен гранитами одноименного массива, в обрамлении которых преобладают диатектиты и малоуглубинные гранулиты. Наблю-



Предварительная схема сдвиговых зон (shear zones) Западного Сангиленя.
Система сдвиговых зон с правосдвиговзбросовой кинематикой – Матутская, Нарынская, Хорунгутская; с левосдвиговой – Агардагская, Чен-Саирская, Ак-Дагская

даемые здесь сдвиговые структуры сформировались в процессе хрупкопластичных и вязкопластичных деформаций. Первые расположены только вдоль восточного контакта матутского гранитоидного массива, где фиксируется хрупкопластичный меланж. Второй тип деформаций имеет площадное распространение. В гранитах он представлен синтетектонической магматической полосчатостью, а во вмещающих гнейсах – структурами сдвигового генезиса с правосдвиговзбросовой кинематикой и сопровождается синхронным высокотемпературным метаморфизмом и диатексисом. Здесь же (район горы Тавьт-Даг) отмечено наложение левосдвиговых деформаций на правосдвиговзбросовые, таким образом возраст высокотемпературного метаморфизма, приуроченного к заложению Матутской сдвиговой зоны, по-видимому, следует отнести к более раннему этапу тектогенеза – позднему кембрию – раннему-среднему ордовику.

Западный фланг сдвиговой зоны изучен на Эрзинском опорном участке (район п. Эрзин), где на поверхность выходят бластомилониты по глыбокометаморфизованным породам, автохтонные и параавтохтонные граниты. Здесь широко распространены малоглубинные гранулиты (метаморфизм НТ/LP типа) [7], которые восточнее сменяются метаморфическими породами амфиболитовой фации And-Sil типа. В отличие от двух предыдущих полигонов, здесь доминируют вязкопластичные сдвиговые деформации. Их вязкопластичный характер ярко выражен (отсутствуют разрывы сплошности при формировании структур растяжения). Можно предположить, что образование подобных структур возможно только при достаточно высоких температурах. На это также указывают микроструктурные наблюдения в шлифах: отсутствие деформаций наиболее пластичных минералов – кварца и слюды – и практически гранобластовые структуры агрегатов кордиерита. Подобную ситуацию можно объяснить тем, что на момент завершения этапа деформаций, совпадающего с пиком метаморфизма, породы оставались в условиях высоких температур, которые и обусловили в дальнейшем перекристаллизацию минеральных фаз на ретроградной стадии метаморфизма при отсутствии стрессовой компоненты давления.

Таким образом, в пределах Матутской сдвиговой зоны прослеживаются эрозионные срезы различных уровней земной коры, что отражается в соответствующих изменениях параметров метаморфизма и деформационных преобразований пород. Этот факт, а также расположение данной сдвиговой зоны на границе двух блоков с разной кинематикой и различными породными комплексами, длительность эволюции – от среднего кембрия до среднего ордовика, синкинематичность процессов магматизма и метаморфизма позволяют предположить, что Матутская сдвиговая зона является крупнейшим тектоническим элементом в структуре Западного Сангиленя, по масштабам сопоставимым с Агардагской шовной зоной.

Литература

1. Ильин А.В. Докембрий Тувы // Геология СССР. Т.39: Тувинская АССР. Ч.1: Геологическое описание. М.:Недра, 1966.
2. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
3. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
4. Беляев С.Ю., Терлеев А.А. Современная структура Сангиленга // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 20–29.
5. Гонникберг В.Е. Геологическое строение и тектоническая природа раннекаледонской окраины Сангиленского массива Тувы: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1995. 16 с.
6. Петрова А.Ю., Костицин Ю.А. Возраст высокоградентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангиленге // Геохимия. 1997. №3. С.343–347.
7. Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангиленга (Юго-Восточная Тува): Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. 16 с.

А.Г.Шемпелев¹, Н.И.Пруцкий¹, И.С.Фельдман², С.У.Кухмазов³

Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе–Армавир

Рассматриваются результаты первого глубинного пересечения Западного Кавказа методами магнитотеллурических зондирований (МТЗ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ). Профиль проходит над Главным Кавказским надвигом, зоной сопряжения Евразийской плиты с субдуцирующей Аравийской, а точнее, – с одной из коллажа микроплит, обрамляющих последнюю с севера, – Черноморской.

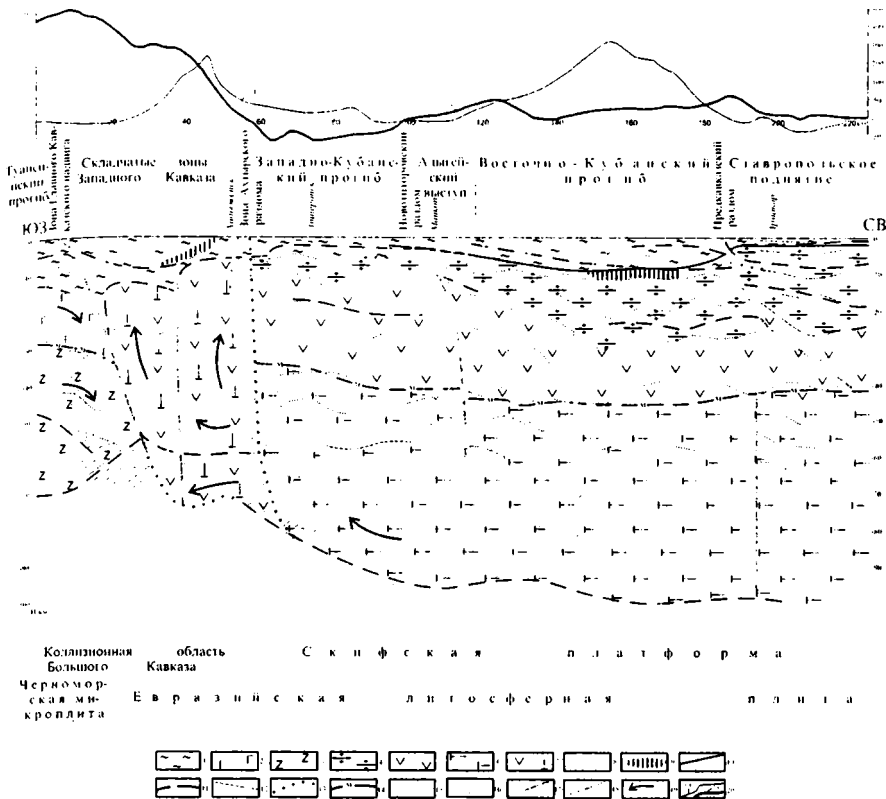
Местоположение зоны Главного Кавказского надвига предполагается по нарушению корреляции границ обмена волн землетрясений, резкому субвертикальному градиенту и повышенной проводимости на геоэлектрическом разрезе. Зона разлома в верхней части представляет собой сложную чешую надвигов преимущественно мезозойских отложений на олигоцен-четвертичные осадки Черноморского бассейна. Черноморская микроплита выделяется как блок относительно повышенных электрических сопротивлений на глубинах от 12 до 28–30 км, лежащий на низкоомной верхней мантии. Направление границ обмена может свидетельствовать о ее погружении под Евразийскую литосферную плиту.

Евразийская литосферная плита, судя по характеру электрических сопротивлений и протяженным зонам равных амплитуд PS-волн, на глубинах более 5–15 км относительно однородна. Исключение составляет ее южная краевая часть, висячее крыло Главного Кавказского надвига. Резкая дифференциация электрических сопротивлений и низкие значения

¹ ФГУП «Кавказгеолъемка», МПР РФ, Ессентуки, Россия.

² Центр электромагнитных исследований, Москва, Россия.

³ Центр региональных геофизических и геоэкологических исследований ГЕОН МПР РФ, Москва, Россия.



Геолого-геофизический разрез по Туапсинскому профилю.

1 - мезозойско-кайнозойские отложения. 2, 3. - Черноморская микроплита: 2 - верхний этаж, океаническая кора, 3 - нижний этаж, верхняя мантия; 4-6 - Евразийская литосферная плита: 4 - верхний этаж, Скифская эпигерцинская платформа; 5 - средний этаж, доэпигерцинский структурно-вещественный комплекс пород; 6 - нижний этаж, верхняя мантия; 7 - коромантийная смесь, Западный Кавказ; 8 - астеносфера; 9 - магнитные разности горных пород; 10-14 - геологические границы и структурные линии: 10 - кровля доюрского фундамента по данным сейсморазведки, 11 - оси зон повышенных градиентов поля электросопротивлений, 12 - точки и границы обмена по МОВЗ (размер символа пропорционален амплитуде PS-волны), 13 - интерполяционные границы разновозрастных образований, 14 - предполагаемая по данным МТЗ граница Мохоровичича; 15-18 - предполагаемые разрывные нарушения: 15 - зоны глубинных разломов, уходящие в мантию, 16 - зона Сальск-Лазаревского межглыбового разлома; 17 - коровые разломы; 18 - прочие крупные разрывные нарушения; 19 - направления движения крупных блоков; 20 - графики гравитационного Δg_b и магнитного (ΔT_a) полей

функции взаимной корреляции волновых форм соседних пунктов между собой (рисунок «битой тарелки») говорят о том, что эта часть плиты до Ахтырского разлома значительно дислоцирована. Она соответствует мегантиклинорию Западного Кавказа, на поверхности представленного несколькими складчатými зонами, т.е. Главный Кавказский надвиг, зона сопряже-

ния двух плит, является определяющей структурой для орогенного сооружения, что и предполагалось ранее [1–4; и др.]. А вместе с Туапсинским прогибом они составляют единую коллизионную область Большого Кавказа.

Кристаллический фундамент Западного Кавказа, исходя из электрических характеристик, может представлять собой блок коро-мантийной смеси с максимальной глубиной залегания подошвы последнего 60–70 км. Граница Мохо внутри этого блока не просматривается или же ею является подошва блока. Поверхность высокоомного блока как бы разделяется проводящей субвертикальной зоной (разломом) и определяется глубиной залегания в 10–12 км для южной его части и 5–8 км – для северной. Мел-эоценовый комплекс пород, перекрывающий коромантийный блок, надвинут на олигоцен-миоценовые отложения Туапсинского прогиба. С предполагаемым крупным нарушением в центральной части блока, возможно, связаны мезозойские вулканогенные образования, определяющие аномалии магнитного поля в этом регионе. Северной границей орогенного сооружения Западного Кавказа является уверенно картируемый геологическими и геофизическими методами Ахтырский разлом. Эта структура субвертикальна и уходит в мантию, хотя в верхней части разлом падает в юго-западных румбах под углом 75° – 80° , что говорит о северной вергентности мегантиклинория. Зона Ахтырского разлома, контролирующего распределение промышленных скоплений нефти и газа, имеет, очевидно, сложное строение и значительную мощность.

В пределах Предкавказья Евразийскую плиту, представленную относительно выдержанными по простиранию толщами, в геологической литературе часто называют Скифской эпигерцинской платформой. Однако последнее понятие, судя по четким сейсмологическим данным, может касаться верхнего сейсмоструктурного этажа, мощность которого к северу от Новотиторовского разлома достигает 20 км. Структурно-вещественный комплекс, подстилающий Скифскую платформу, условно назван средним этажом. Максимальные градиенты электрических сопротивлений на глубинах 35–45 км могут отвечать границе Мохо, одной из внутренних поверхностей Евразийской литосферной плиты, и отражать физическое состояние среды. Границы обмена по МОВЗ в этом интервале регистрируют, очевидно, отдельные структурно-тектонические поверхности и имеют нередко секущий характер по отношению к Мохо, определяемой по электроразведке. Нижний этаж Евразийской литосферной плиты, мощностью порядка 50–60 км, являющийся верхней мантией, характеризуется повышением электрических сопротивлений.

Евразийская плита, имеющая слоисто-блоковую структуру, разбита несколькими крупными нарушениями. Одно из них – субвертикальный Новотиторовский разлом, ограничивающий с севера Западно-Кубанский прогиб. Последний характеризуется уверенно коррелируемыми границами обмена и повышенной электропроводностью верхней части разреза. Глубина залегания догерцинского фундамента, по данным МОВЗ, 10–12 км, а домезозойского – 3–4 км по электроразведке и 5–7 км, по МОВЗ и

КМПВ. С Новотиторовским разломом субширотного простирания в пределах Туапсинского профиля совпадает западная граница зоны ортогонального к Кавказу Сальск-Лазаревского межглыбового глубинного разлома. Он предполагается по вещественно-геологическим, структурным, геоморфологическим, геофизическим и историко-генетическим признакам [2]. Сальск-Лазаревский разлом определяет различный уровень поднятия его крыльев, причем максимальный – в пределах мегантиклинория Большого Кавказа, т.е. в южной краевой части Евразийской плиты. В зоне Сальск-Лазаревского разлома размещается Адыгейский выступ и серия интрузий преимущественно кислого состава. Гранитоиды Адыгейского выступа картируются на глубинах 1–2 км и являются, возможно, представителями верхней ультракислой части среднего структурно-вещественного этажа, подстилающего Скифскую эпигерцинскую платформу. Западный склон выступа – крутой, восточный – пологий.

Восточно-Кубанский прогиб – крупная платформенная структура. Его фундамент, представленный на глубинах 8–10 км магнитными разностями пород, перекрыт, возможно, отложениями перми–триаса. Выше прослежен полный разрез юры, общая мощность которой в центральной части впадины оценивается в несколько километров. Предполагаемый Предкавказский коровый разлом, до глубин 6–7 км падающий на северо-восток под углами порядка 65° , является зоной надвига Ставропольского поднятия на кристаллическое основание Восточно-Кубанского прогиба. В пределах Ставропольского свода относительно низкоомный до глубин 20–25 км структурно-вещественный комплекс (верхний этаж) также отождествляется с эпигерцинской Скифской платформой. Средний этаж, характеризующийся пониженной проводимостью, вероятно, представляет собой догерцинский кристаллический фундамент, в верхней части которого по материалам глубинных исследований вдоль профиля Краснодар–Эмба вновь фиксируются anomalно кислые разности пород. Из соотношения скоростей P- и S-волн А.В.Егоркиным [5] здесь определяется содержание SiO_2 до 80%, т.е. в пределах Ставропольского свода можно предполагать сдваивание земной коры, что, очевидно, наблюдается и под Восточно-Кубанским прогибом. Поверхность доюрского фундамента в пределах Ставропольского свода картируется сейсморазведкой на глубинах 2–3 км. Маломощный чехол включает мел-четвертичные отложения.

В заключение подчеркнем следующее. Туапсинский профиль пересекает Большекавказскую область коллизии. Подтверждается возможность рассмотрения Главного Кавказского надвига как зоны сопряжения Черноморской микроплиты с Евразийской литосферной плитой. Впервые орогенное сооружение Большого Кавказа представляется в виде блока коромантийной смеси без выделяемой внутри границы Мохо. Скифская эпигерцинская платформа рассматривается в качестве верхнего этажа сдвоенной земной коры. В пределах Евразийской плиты устанавливается серия глубинных нарушений, являющихся границами известных тектонических структур.

Литература

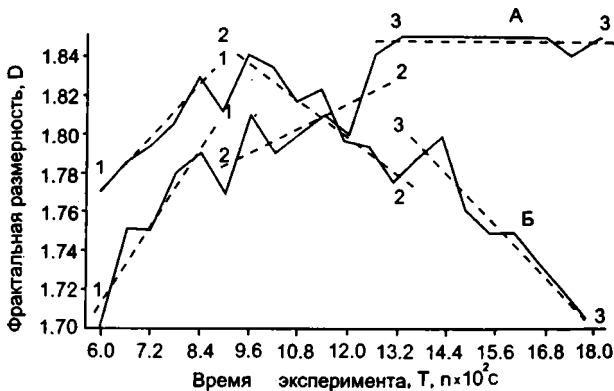
1. Шемпелев А.Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига // Геотектоника. 1978. № 6. С.75–86.
2. Шемпелев А.Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геол. журнал. 1982. № 4. С.97–108.
3. Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. № 4. С.3–13.
4. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский срединноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
5. Егоркин А.В. Содержание кремнезема в консолидированной коре территории России // Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С.15–17.

С. И. Шерман¹, С. А. Борняков

Эволюция деструктивных зон сдвига в литосфере: физическое моделирование и его интерпретация на базе мезомеханики

На примере результатов физического моделирования формирования деструктивных зон сдвига (ДЗС) в упруговязкопластичной модели литосферы показана правомерность использования современных представлений мезомеханики структурно-неоднородных сред [1] в сочетании с синергетикой [2, 3] для анализа структурной эволюции крупных сдвиговых зон литосферы. Эксперименты проведены на установке «Разлом», с использованием упруговязкопластичного модельного материала, свойства которого хорошо изучены [4], при полном соблюдении условий подобия. Основным критерием–комплексом подобия явилось уравнение $\rho q L T / \eta = \text{Const}$. [5], ρ – плотность; q – ускорение; L – линейные размеры; T – время; η – плотность. Основные параметры выходных данных по условиям подобия находились в следующем соотношении: 1 мин. опыта соответствовала $\sim 10^5$ – 10^6 лет природной летоисчисления; 1 см модели соответствовал ~ 10 км на местности. Скорости нагружения модели изменялись от 0,5 до 50 см/мин. Наблюдения за эволюцией пластических и разрывных деформаций проводились непрерывно, документальная фоторегистрация проводилась с интервалом 30 с. Впоследствии с каждой фотографии составлялись две структурные схемы систем разрывов. Первая из них учитывала все разрывы, сформировавшиеся на момент регистрации, вторая – только те из них, которые к моменту документации сохраняли активность. Для каждого типа структурных схем в пределах выбранной стационарной прямоугольной площадки впоследствии рассчитывалась фрактальная размерность (D) с использованием стандартной процедуры, реализованной в компьютерной программе [6].

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



Изменение фрактальной размерности D во времени T для всей совокупности разрывов в деструктивной зоне сдвига (А) и только для активных разрывов (Б)

Динамика развития интраструктуры ДЗС, наблюдаемая в моделях, подчиняется фундаментальной закономерности – стадийной эволюции [7]. Стадийность развития интраструктуры ДЗС, выделенная по структурным признакам на качественном уровне, находит подтверждение и в характере поведения во времени характеризующей её фрактальной размерности. Результаты фрактального анализа сведены на одном графике (рисунок). Общие тенденции поведения представленных фрактальных кривых неодинаковы. Если для первой из них, характеризующей весь комплекс разрывных элементов в ДЗС, без разделения их по степени активности, D постепенно возрастает от некоторого минимума до асимптотического приближения (см. рисунок, А), то для второй кратковременное первоначальное увеличение D со временем сменяется её уменьшением (см. рисунок, Б). Несмотря на различия в общих тенденциях направленности изменений во времени, фрактальные кривые имеют частные сходства. Если в пределах кривых провести линии усреднения (линии 1–1, 2–2, 3–3, см. рисунок), то отчётливо видно, что каждая из них разделяется на три части, соответствующие последовательным временным интервалам, в пределах которых изменение D подчиняется некоторой общей закономерности.

Границы этих временных интервалов совпадают с временными границами выделенных нами по структурным признакам стадий деструктивного процесса.

Как и большинство развивающихся геологических объектов, ДЗС представляет собой открытую неравновесную динамическую систему. Универсальной особенностью таких систем является их прохождение, по мере эволюции, через серию стационарных состояний [8]. Выявленная нами стадийность развития деструктивного процесса в сдвиговой зоне представляет собой не что иное, как последовательную, иерархическую смену стационарных состояний. Эволюция структурных преобразований ДЗС может быть представлена следующим образом.

В начале первой стадии в ДЗС зарождаются многочисленные прямолинейные непротяженные разрывы, пространственное распределение которых хаотично. Каждый разрыв развивается независимо от других как самостоятельный структурный элемент. Количество и плотность разрывов постепенно возрастают и при некотором пороговом их значении, при наличии достаточного уровня накопленной внутренней энергии, срабатывает механизм самоорганизации, порождающий диссипативную разрывную систему. С момента возникновения диссипативной системы развитие всех активных разрывов становится строго согласованным, когерентным, что, в свою очередь, является источником порядка в интраструктуре ДЗС. Деструктивный процесс в ней переходит в квазистационарное состояние. Его функциональной особенностью является реализация принципа Ле Шателье-Брауна, в соответствии с которым неравновесная система стремится не выйти из стационарного состояния путем такой организации своей интраструктуры, которая сводила бы к минимуму внешнее воздействие на неё [8–10]. Только в упорядоченном состоянии, свойственном диссипативным структурам, интраструктура ДЗС способна оказывать максимальное противодействие внешнему деформационному влиянию. В нашем случае показателем степени упорядоченности интраструктуры ДЗС служит фрактальная размерность сети разрывов, максимальные значения которой отвечают их более упорядоченному состоянию (см. рисунок).

По мере накопления внутренней энергии под действием продолжающейся деформации, интраструктура ДЗС достигает предела устойчивости и выходит из стационарного состояния первой стадии. Происходит разрушение существовавшей диссипативной структуры, и деструктивный процесс через быструю перестройку старой структуры переходит на новую, вторую, стадию эволюции. При этом выбор пути эволюции деструктивного процесса определяется принципом минимума производства энтропии. В рамках второй стадии после кратковременной разупорядоченности интраструктуры (на что указывает снижение значений фрактальных размерностей, см. рисунок), деструктивный процесс снова входит в стационарное состояние с образованием нового порядка, новой диссипативной структуры, время существования которой также лимитировано.

При неизменных граничных условиях эксперимента деструктивный процесс неизбежно приближается к очередной структурной перестройке и переходу в третью, заключительную стадию эволюции с повторениями на качественно новом иерархическом уровне. В понятиях мезомеханики [1; и др.] для геодинамической интерпретации [11] это означает, что эволюция ДЗС претерпевает три качественных уровня трансформации: микро-, мезо- и макро-. Каждый из них представлен своим определяющим комплексом структур, характеризующих уровень. Микроуровень характеризуют одиночные разрывы (одного, двух преобладающих направлений) с простой морфологией сместителей. По мере деформации разрывы развиваются, удлиняются и увеличивается их количество. На общей площади модели отчетливо выделяется область динамического влияния формирующейся зоны сдвига.

Фрактальная размерность, достигая относительного максимума, начинает снижаться, что указывает на кардинальную перестройку и снижение упорядоченности внутренней структуры ДЗС. Система перешла на новый качественный уровень своего развития – мезоуровень. Для него характерно наличие системы протяженных разрывов со сложной морфологией, расчленяющих ДЗС на узкие длинные блоки. Анализ фрактальных размерностей разрывов показывает их относительный рост по мере эволюции мезоуровня. Затем ситуация повторяется, трансформируясь в новый – макроуровень. Развивается сложнопостроенный магистральный разрыв, разделяющий ДЗС на два структурированных блока. Примерами могут явиться хорошо известные фланги Байкальской рифтовой зоны, разлом Сан-Андреас, Африкано-Сирийский трансформный разлом, контролирующий Мертвое море и некоторые другие. И на макроуровне D изменяется от минимальной величины до относительно максимальной, естественно, с флуктуациями между крайними значениями.

Наряду с фрактальной размерностью, мерой упорядоченного состояния внутренней структуры ДЗС является теснота взаимосвязи между различными количественными параметрами. Как известно, между параметрами разломов установлены определенные количественные соотношения [7]. Однако теснота связи между ними, определяемая по полевым данным, часто варьирует. Для выяснения причины нами промоделирована взаимосвязь амплитуды смещения разрывов a с их длиной L на единичных площадках экспериментальной модели. По экспериментальным данным, изучена корреляция между a и L и ее изменение во времени. Из корреляционного анализа следует, что теснота связей между амплитудой смещения и длиной разрыва непостоянна и зависит от степени упорядоченности интраструктуры ДЗС. Ее более упорядоченные состояния свойственны временным интервалам существования диссипативных систем, тогда как вне их связи характеризуются относительной разбалансированностью.

Приведенные результаты физического моделирования показывают, что ДЗС являются сложными структурно-динамическими системами с хорошо выраженными фрактальными свойствами. С позиций синергетики их стадийная эволюция есть следствие многоуровневых процессов самоорганизации [11]. Именно самоорганизация является тем функциональным свойством интраструктуры ДЗС, обеспечивающим возникновение упорядоченного строения ее интраструктуры, проявляющегося в росте значений D и повышении R в формализованной связи между амплитудой смещения и длиной разрывов.

Исходя из граничных условий экспериментов и критериев подобия при переходе на реальное геологическое состояние среды, можно констатировать, что при непрерывном геодинамическом процессе формирование и эволюция сдвиговых зон литосферы происходит примерно в течение 20 млн лет, из которых на первые два уровня уходит около 15 млн лет, при перерыве между активными стадиями активизации около 1,0 млн лет. Природные размеры таких зон по простиранию составляют сотни ки-

лометров, их ширина и область динамического влияния – первые десятки километров. С изложенным представлением эволюции ДЗС хорошо коррелирует сейсмичность с вариациями плотностей эпицентров в пространстве и во времени.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 00-15-98574.

Литература

1. Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. 1998. Т.1, №1. С. 5–22.
2. Хакен Г. Синергетика. М: Мир, 1980. 404 с.
3. Mandelbrot B.B. The fractal geometry of nature. San Francisco. Freeman, 1982. 208 p.
4. Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах // Иркутск: ИЗК СО АН СССР. 1986. 130 с. (Деп. в ВИНТИ 13.08.86., №5762 - В86).
5. Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 8–18.
6. 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.
7. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. В 3 т. – Новосибирск: Наука, 1991. Т. 1. 262 с.; 1992. Т.2. 261с.; 1994. Т.3. 272 с.
8. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 231 с.
9. Пригожин И. От существующего к возникающему. М.: Наука, 1985. 327 с.
10. Климонтович Ю.Л. Проблемы статистической теории открытых систем // Успехи физ. наук. 1989. Т. 158, вып. 1. С. 59–74.
11. Борняков С.А., Шерман С.И. Многоуровневая самоорганизация деструктивного процесса в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Физическая мезомеханика. 2000. Т. 3, № 4. С. 82–91.

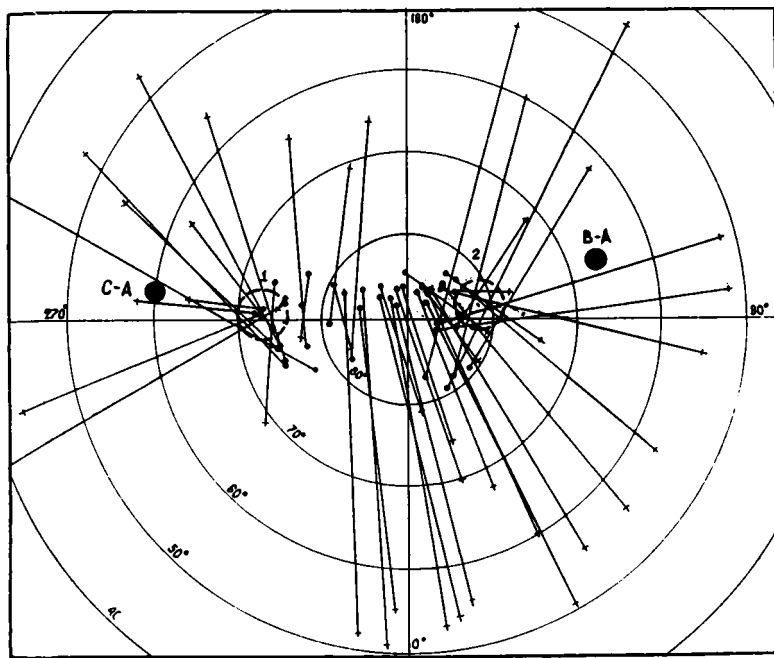
Г.А.Шмонов¹

О некорректности использования палеомагнитных данных при анализе движений литосферных плит

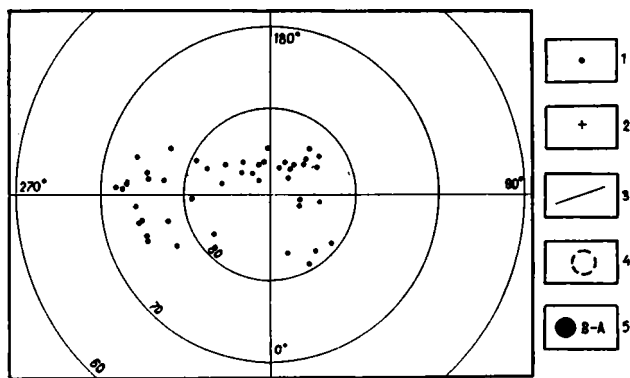
Вопрос о некорректности использования палеомагнитных данных при анализе движения литосферных плит уже рассматривался автором в нескольких работах [3–6]. Данная работа является дальнейшим развитием высказанных в них идей. В настоящее время обрабатываются материалы наблюдений более 130 обсерваторий и станций мира за элементами магнитного поля Земли с конца XIX в. по 1978–1980 годы [1]. Предварительные результаты сводятся к следующему.

1. Подтверждается наличие двух северных магнитных полюсов, разнесенных друг от друга на расстояние около 3 тыс. км. На рис. 1 показано положение виртуальных северных магнитных полюсов в 1978–1980 гг., рассчитанных по применяемым в палеомагнитологии формулам, основной из которых является формула $-\operatorname{tg} \varphi = 0,5 \operatorname{tg} I$, где φ – полярная широта точки наблюдения, а I – магнитное склонение. Часть полюсов нанесена расчетно-графическим способом. На рис. 1,а – только виртуальные по-

¹ Российский федеральный геологический фонд (Росгеолфонд) МПР РФ, Москва, Россия.



б)



а)

Рис. 1. Положение виртуальных полюсов Северного полушария в 1978–1980 гг.

1 – положение виртуальных полюсов; 2 – положение пунктов наблюдения (обсерваторий); 3 – направления магнитных меридианов из пункта наблюдения; 4 – районы нахождения Северо-Западного и Северо-Восточного магнитных полюсов; 5 – центры положительных максимумов напряженности нормального магнитного поля Земли по вертикальной составляющей (С-А – Северо-Американский, В-А – Восточно-Азиатский)

люса; на рис. 1,б – виртуальные полюса, пункты наблюдений (обсерватории, станции) и направления магнитных меридианов.

Из первого рисунка видно, что среднее положение Северного магнитного полюса действительно, как и постулирует тектоника литосферных плит, близко к Северному географическому полюсу. Однако второй рисунок однозначно показывает, что пересечения магнитных меридианов (магнитные меридианы сходятся в полюсах) образуют два ареала: один (западный) в районе с центром 72° с.ш. и 95° з.д., другой (восточный) в районе с центром 81° с.ш. и 105° в.д. Другие магнитные меридианы направлены на точки, расположенные в пределах линии, соединяющей указанные ареалы. Таким образом, Северный магнитный полюс двуглав и имеет Северо-Западный и Северо-Восточный магнитные полюса (СЗМП и СВМП). Южный магнитный полюс, хотя и имеет непростое строение, однако в целом для общих построений он одноглавый.

2. Двуглавость Северного магнитного полюса обусловлена двуглавностью северной половины диполя, создающего нормальное магнитное поле планеты. Северные «головы» (магнитные массы) диполя находились в 1978–1980 гг. на глубине 3800–3900 км, т.е. во внешнем, предположительно жидком, ядре. Магнитные массы (головы) проецируются на поверхность в виде двух положительных максимумов напряженности нормального магнитного поля Земли (см. рис. 1) с координатами по вертикальной составляющей на 1980 год $60,3^\circ$ с.ш., $97,1^\circ$ з.д. (Северо-Американский) и $66,7^\circ$ с.ш., $105,7^\circ$ в.д. (Восточно-Азиатский) Южная «голова» диполя проецируется отрицательным максимумом напряженности с координатами 63° ю.ш., 139° в.д. Магнитные оси, выходящие из этих голов, придают диполю рогатковидную форму или вид двузубой искривленной вилки.

3. В палеомагнитологии, как было отмечено выше, виртуальные полюса рассчитываются по формулам, исходя из координат места наблюдения, магнитных склонений и наклонений. В расчетах (в формуле $\text{tg } \varphi = 0,5 \text{ tg } l$) участвует коэффициент полярного расстояния (КФ) равный 0,5. В этом коэффициенте автоматически заложена глубина нахождения магнитной массы – порядка 4300 км. А так как глубина залегания магнитных масс («голов» и их соединений) в настоящее время различна, то и КФ колеблется по крайней мере от 0,45 до 0,65 в зависимости от положения пунктов наблюдений. Отклонения положений одного и того же виртуального полюса при различных значениях КФ достигают тысячи километров в зависимости от полярного расстояния. По предварительным оценкам, для пунктов наблюдений Северного полушария, находящихся на западном продолжении отрезка, соединяющего полюса, КФ следует принимать, по видимому, 0,55–0,6, на восточном – 0,6–0,65. На направлениях, близперпендикулярных к этому отрезку, коэффициент близок к 0,45–0,55. Поэтому, рассчитывая положение виртуального палеополюса с коэффициентом 0,5, необходимо учитывать возможность значительного его отклонения от фактического палеополюса. (Кроме того, при угле «пункт наблюдения –

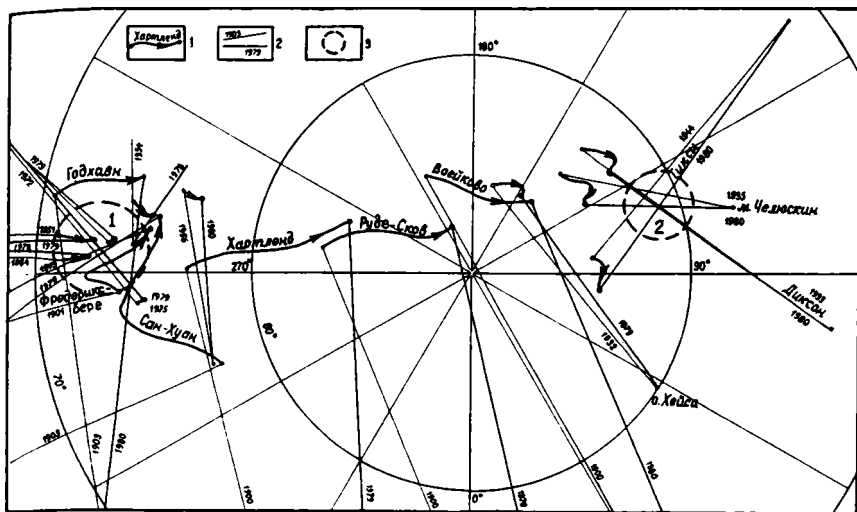


Рис. 2. Траектории движения виртуальных полюсов Северного полушария в XX в. 1 – траектория движения виртуального полюса и пункт наблюдения; 2 – направления магнитных меридианов из пункта наблюдения и годы наблюдений, 3 – районы нахождения Северо-Западного (1) и Северо-Восточного (2) магнитных полюсов

географический полюс – виртуальный полюс» более 90° необходимо контролировать расчеты графическим способом).

4. Изменение элементов магнитного поля Земли (прежде всего, склонения и наклонения) связано как с изменением магнитного момента диполя, так и с изменением положения магнитных масс по латерали и вертикали. Изменения хотя бы одного параметра одной из указанных выше трех магнитных масс (голов) сразу влечет за собой изменение элементов магнитного поля всей планеты, внося основной вклад в вековые вариации. Рис. 2 отражает кажущиеся траектории движения виртуальных полюсов Северного полушария в XX в. «Движения» виртуальных полюсов от СЗМП к СВМП, определенные по данным обсерваторий Хартленд, Руде-Сков и Воейково, указывают на усиление влияния в наблюдаемом периоде СВМП. В этих пунктах (так же, как и в соседних) растет напряженность нормального магнитного поля, хотя по магнитным наклонениям и увеличивается полярное расстояние. Данные станций Тикси, Диксон и мыса Челюскин позволяют предполагать некоторый так называемый западный дрейф по широте СВМП при неизменности глубины залегания магнитной «головы» и её магнитного момента. Анализируя наблюдения обсерваторий Сан-Хуан, Фредериксберг, Годхавн, Ажинкур, Тусон, можно также говорить о западном дрейфе СЗМП и об уменьшении его напряжённости, связанной, по-видимому, как с изменением магнитного момента соответствующей магнитной массы, так и с погружением последней. В

Элементы магнитного поля

Год	Склонение,	Наклонение,	Напряженность магнитного поля, нТл		
	град., мин.	град., мин.	Z	H	T
ХАРТЛЕНД, широта – 51°, 0'; долгота – 355,5°					
1900	-18° 28'	67° 04'	43715	18492	47465
1910	-17 41	66 48	43365	18583	47179
1920	-16 08	66 49	43168	18487	46960
1930	-14 11	66 50	42980	18396	46751
1940	-12 30	66 55	43155	18387	46909
1950	-11 06	66 54	43344	18120	47120
1960	-9 59	66 44	43504	18707	47356
1970	-9 06	66 26	43636	19033	47606
1979	-7 54	66 12	43778	19309	47847
ФРЕДЕРИКСБЕРГ, широта – 38,2° с.ш., долгота – 282,6°					
1901	-4 23	69 51	56214	20623	59876
1910	-4 57	70 06	55837	20251	59396
1920	-5 34	70 24	54913	19563	58294
1930	-6 12	70 36	54030	19036	57285
1940	-6 21	70 49	53540	18621	56686
1950	-6 20	70 39	53416	18765	56616
1960	-6 40	70 09	53159	19185	56515
1970	-7 22	69 16	52570	19906	56213
1979	-8 18	68 22	51485	20415	55385
САН ХУАН, широта – 18,1° с.ш., долгота – 293,8°					
1903	-0 51	49 24	34485	29552	45415
1910	-1 58	50 14	34798	28955	45269
1920	-3 14	51 36	35372	28043	45140
1930	-4 26	52 26	35613	27393	44930
1940	-5 24	52 46	35763	27178	44918
1950	-6 06	52 05	35181	27399	44592
1960	-7 06	51 08	34149	27528	43863
1970	-8 13	49 46	32579	27558	42671
1979	-9 27	48 46	31159	27318	41439
М. ЧЕЛЮСКИН, широта – 77,7°, долгота – 104,3°					
1935	25 32	86 01	57714	4024	57854
1940	24 58	86 12	58037	3850	58165
1950	24 42	86 33	58325	3519	58431
1960	22 25	86 44	58691	3341	58786
1970	18 49	86 39	59012	3459	59106
1980	15 20	86 39	59150	3460	59251

качестве примера и для возможного анализа вышесказанного в нижеследующей таблице приведены значения элементов магнитного поля Земли в четырех пунктах наблюдений.

5. Таким образом, предварительные результаты обработки данных наблюдений за элементами магнитного поля планеты за последние 100–150

лет отвергают основной постулат тектоники литосферных плит при использовании материалов палеомагнетизма: магнитный диполь, создающий магнитное поле Земли, был простым и всегда совпадал с её осью вращения. Многочисленные материалы палеомагнетизма, в том числе и приведенные Л.А.Пухляковым в работе[2], показывают, что двуглавость Северного магнитного полюса из настоящего времени уходит в глубь времен, в кайнозой и мезозой, проходя через Восточную Сибирь и Дальний Восток. Своим существованием она лишает по меньшей мере корректности основное доказательство ортодоксальных мобилистов по движению литосферных плит Европы и Северной Америки.

Литература

1. Каталог среднегодовых значений элементов геомагнитного поля мировой сети магнитных обсерваторий // Вып.16. / В.П.Головкин, Г.И.Коломийцева, Л.П.Конященко и др.. М.,1983. 344с.
2. Пухляков Л.А. Обзор геотектонических гипотез. Томск: Изд-во ТГУ,1970. 266с.
3. Шмонов Г.А. О двуглавости Северного магнитного полюса. // IV Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле». Тез. докл. М.,1999. Т.1. С.152.
4. Шмонов Г.А. Терминаторная тектоника – новая тектоническая гипотеза // Общ. и регион. геология, геология морей и океанов, геол. Карт.: Обзор. М.: ЗАО «Геоинформмарк»,1999. 38с.
5. Шмонов Г.А. Двуглавость Северного магнитного полюса и тектоника литосферных плит // Геологическое изучение и использование недр: Науч.-техн. информ. сб. Вып.2. ЗАО «Геоинформмарк». М.: 2000.-Вып.2. С.21–30.
6. Шмонов Г.А. Двуглавость Северного магнитного полюса и тектоника литосферных плит // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.:ГЕОС, 2000. С.615–619 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).

В.Н.Шолпо¹

Феномен упорядоченной организации структуры Земли и геотектонические концепции

Глобальная упорядоченность структуры Земли, установленная исследователями еще в прошлом веке и сформулированная в так называемых географических и геологических гомологиях, в последние годы была дополнена на основе данных сейсмической томографии представлениями о закономерных распределениях неоднородностей в мантии, а также в строении поверхности земного ядра. Последние десятилетия XX в. отличаются нарастающим числом публикаций, где обсуждается характер закономерных связей упорядоченного строения земной поверхности с распределением глубинных неоднородностей. И хотя разные исследователи по-разному генерализуют и сопоставляют основные глобальные элементы как рельефа поверхности, так и структуры глубин,

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

во всех случаях выявляется, что основные особенности структуры Земли могут быть выражены в понятиях симметрии и антисимметрии (последняя иногда подменяется терминами асимметрия или дисимметрия).

Издавна известны попытки аппроксимации структуры земной поверхности правильными многогранниками – пентагон-додекаэдром, тетраэдром, октаэдром, кубом. В каждом случае имелись, разумеется, более или менее убедительные основания для того или иного варианта сопоставления структуры Земли с гранями, ребрами и вершинами правильного тела. Однако в последнее время многие исследователи, причем часто совершенно независимыми путями, приходят к выводу, что наиболее полно симметрии и антисимметрии в структуре Земли отражаются в симметриях куба. Три оси симметрии четвертого порядка, свойственные кубу, реализуются в теле Земли совершенно определенным образом – одна из них совпадает с осью вращения, а две другие лежат в плоскости экватора. Все вместе они образуют привычную систему декартовых координат. Надо подчеркнуть, что проекции на поверхности земного шара вершин и граней вписанного куба, выделяемые различными исследователями, очень близки друг к другу и практически отражают ту единственную позицию, которую может занимать куб по отношению к поверхности земного шара, чтобы соответствовать тем симметриям и антисимметриям, которые свойственны планете. Это демонстрирует надежность и достоверность наблюдаемого феномена.

Однако этим не ограничивается регулярность и правильность структуры поверхности Земли. Во внутреннем устройстве граней, а также условных ребер многогранника устанавливаются черты определенного сходства, подобия отдельных структур и их сочетаний. Показательно в этом отношении характерное линейно-петельчатое строение молодых подвижных поясов – Средиземноморского и Тихоокеанского. Таким образом, черты упорядоченности в структуре Земли не только наблюдаются в глобальном масштабе, но распространяются на несколько иерархически соподчиненных уровней.

Тем не менее, эта особенность строения Земли, установленная на феноменологическом уровне, не находит никакого объяснения в основных геотектонических концепциях. Удивительно, но упорядоченность и закономерность структуры Земли даже не упоминается, когда речь идет о процессах, управляющих эволюцией Земли. Поскольку сегодняшний момент времени, когда мы наблюдаем столь правильную организацию тела планеты, «выбран» произвольно и случайно в длительной жизни Земли, то мы не можем считать, что это случайная картина порядка. Очевидно это неотъемлемое свойство планетного тела, и тогда все перемещения литосферных масс должны происходить в рамках установленных закономерностей, не нарушая их. Ни одна из мобилистских реконструкций, основанных на концепции тектоники плит, не удовлетворяет этому условию.

Однако нет объяснения этому феномену и с позиций традиционных

«фиксистских» представлений об эволюции тектоносферы и Земли в целом. По-видимому, пролить свет на формирование регулярной организации структуры Земли сможет использование тех законов, которые установлены нелинейной термодинамикой сложных неравновесных самоорганизующихся систем. Первые шаги по этому пути делаются и в науках о Земле.

Одной из возможных моделей развития структурообразующих процессов в тектоносфере может быть модель многоярусной иерархической адвекции, к которой сейчас приходят разные исследователи на примерах развития различных складчатых областей, независимо от своих идейных позиций и предпочтений, которые они отдают тем или иным геотектоническим концепциям. Практически ту же модель многоярусной адвекции эксплуатирует и так называемая плюмтектоника, широко рекламируемая в последнее время. По существу, она возрождает идею астенолитов Ван-Беммелена и Белоусова, поскольку различий в физике самого процесса усмотреть невозможно.

Остается решить сложнейшую задачу – кто управляет распределением и размещением активных тектонических зон и областей на поверхности, а также – кто ответственен за периодичность тектономагматических циклов. Но и здесь может быть найден определенный ключ к решению этих проблем в периодической эволюции системы Земля–Луна.

В.В.Эз¹

Принципы построения моделей структурообразования

Правильное представление о геологической структуре — необходимая основа для любых видов геологических исследований (от палеонтологических до геохимических и петрофизических), без которой они обычно теряют смысл.

Простейший тип структурных моделей — это статические модели, которые отображают форму и пространственные соотношения геологических тел такими, какими они есть сейчас. Это не просто геометрические модели, так как известен еще и вещественный состав геологических тел. Если геологическая карта, в идеале, является отражением фактического материала, используемого для построения модели, то геологический профиль — это наиболее распространенный способ изображения создаваемой геологом модели структуры. Чем больше моделируемый объем, тем менее надежна модель, поскольку полнота данных о строении быстро убывает с глубиной.

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

Второй тип – это модели кинематические, цель которых выявить, из чего и как развивалась наблюдаемая структура во времени. Исходное состояние для осадочных толщ обычно принимается горизонтально-слоистым. Модель же развития во времени обычно строится умозрительно, исходя из тех или иных представлений о механизме процесса. Сравнительно редко привлекается фактический материал, говорящий о последовательности процессов – как, например, данные о соотношении во времени складчатых структур и упорядоченных текстур пород, применительно к сравнительно малым объемам, или данные о времени протекания складкообразования в разных частях складчатой системы, применительно к более крупным объемам.

Есть модели, которые претендуют на принадлежность к третьему типу — моделей динамических, т.е. учитывающих действующие силы или, в последнее время, поля напряжений, хотя, по существу, ни направление, ни, тем более, величина действующих сил ими не выявляются: определяется лишь направление смещения границ изучаемого объема, т.е. модель остается кинематической.

Рассмотрим принципы построения кинематических моделей, ограничившись моделями структур деформационного происхождения. Геологические структуры, при всем их разнообразии, удастся разделить на классы, единые для структур разных регионов и возрастов. Одна группа кинематических моделей ставит целью выявить, что и как происходило при образовании структур того или иного класса, т.е. внутри объема земной коры, более или менее однородного в структурном отношении. Вторая группа моделей ставит целью выявить, почему это происходило, т.е. установить связь процессов внутри рассматриваемого объема с тем, что происходило вокруг него. Модели первой группы обычно называют гипотезами механизма структурообразования, второй группы – геотектоническими гипотезами. Поскольку модели второй группы рассматривают значительно большие объемы, данные о которых менее надежны, обоснованность их фактическим материалом значительно ниже, и далее мы остановимся лишь на моделях первой группы.

Разумеется, кинематическая модель может быть адекватной лишь в том случае, если она исходит из правильной статической модели. Когда речь идет о достаточно крупных структурах, даже модель их современного строения обычно во многом зависит от представлений ее автора о том, какими вообще могут быть структуры. Помогает здесь существование природных моделей: более мелких структур – от масштаба обнажения до масштаба шлифа, – которые можно изучить во всех деталях. Надо только помнить, что процессы образования сходных структур разных размеров одинаковы лишь тогда, когда одинаковы условия их протекания, т.е. одинаков характер взаимодействия с окружающими объемами. Однако и статические модели мелких структур не всегда правильно отражают реальность. Примером могут служить так называемые внутрипластовые складки, т.е. тесно сжатые складки (обычно с осевыми плос-

костями, параллельными соседним слоям), внутри пачки слоев, которые предполагаются недеформированными, хотя на самом деле таковыми не являются.

Существуют теоретические и экспериментально созданные модели. При построении теоретических моделей стараются объяснить происхождение структур с теми или иными характеристиками (которые предполагаются соответствующими наблюдаемым), исходя из известных законов, регулирующих процессы деформации. Однако нередко при построении кинематических моделей законы механики полностью игнорируются, и считается достаточным соблюсти законы геометрии, хотя и теоретически и экспериментально показана недопустимость такого подхода: известно, например, что размеры складок зависят от мощности и свойств слоев. Такова, в частности, модель образования складок, известных под названием «подобных», за счет неоднородного сдвига поперек слоистости, а также модели наложения складчатостей разного возраста в ходе такого же процесса. В этих моделях (как и в некоторых других) предполагается, что деформация идет без какого-либо взаимодействия деформируемого объема с его окружением, без затраты какой-либо энергии.

Физическое моделирование состоит в воссоздании предполагаемых процессов на материалах, поведение которых в условиях эксперимента предполагается соответствующим поведению горных пород в природных условиях, а воздействия на испытуемый материал – соответствующим воздействиям на моделируемый объем земной коры. Конечно, получение при этом результата, адекватного природной структуре, еще не доказывает, что в природе процесс шел именно так, но, по крайней мере, показывает, что так могло быть. И, видимо, не случайно, что многие гипотезы структурообразования так и не нашли подтверждения в физическом эксперименте (та же гипотеза образования складок поперечным сдвигом) – они просто неосуществимы ни при каких условиях, сколь угодно напоминающих природные.

При физическом моделировании характер деформирующего воздействия на испытуемый образец задается условиями эксперимента и не зависит от свойств образца. Таким же жестко заданным предполагается воздействие на исследуемый объем коры и в большинстве теоретических моделей. Однако в природе поведение любого объема пород определяется не только характером движения соседних объемов, но и соотношениями свойств изучаемого объема и окружающих его объемов: при некоторых соотношениях свойств деформируется не рассматриваемый объем, а окружающие его (примерами, когда это не учитывается, являются предполагаемая возможность подвергнуть среду любого строения простому сдвигу в любом заданном направлении или предполагаемое «распирающее действие» поднимающейся интрузии).

Очевидно, что и теоретическая, и физическая модели должны правильно отражать как геометрические параметры моделируемого объекта

(например, в модели должна соблюдаться та же закономерность изменения мощности слоев в разных частях складки), так и соотношения физических свойств слагающих его геологических тел. Речь идет не о строгом соблюдении критериев подобия, которое невозможно, так как неизвестны физические свойства пород в этих процессах, а о соблюдении хотя бы качественных соотношений (типа «больше – меньше») геологических свойств пород (которые выявляются при интерпретации наблюдаемых структур), об учете соотношения между трением на границах слоев и сопротивляемостью деформации самих слоев и т.д. (грубейшей, но типичной для многих моделей ошибкой является подмена слоистой среды средой однородной, где слои только обозначены, но не имеют никакого физического выражения).

Дальнейшее совершенствование моделей структурообразования существенно тормозится также введением и широким употреблением понятий, либо не имеющих определенного содержания, либо имеющих не тот смысл, который в них вкладывается. Примером первого является представление о «тектоническом потоке» («тектоническом транспорте») и связанном с ним образовании упорядоченных текстур пород. В частности, предполагается, что линейные текстуры ориентируются в направлении «тектонического потока», хотя очевидно, что определение направления потока, как всякого перемещения, зависит от выбора системы координат, а ориентировка текстур от этого зависеть не может: она связана только с ориентировкой осей деформации, не зависящей от выбора системы координат.

Примером второго может быть представление о «действующих напряжениях» как причине больших смещений и больших остаточных деформаций. На самом деле, напряженное состояние массива пород в какой-либо момент еще не определяет, как пойдет остаточная деформация или куда будут смещаться разделенные разрывами блоки. Например, если на границе двух объемов пород существуют сжимающие напряжения, перпендикулярные этой границе, из этого никак не следует, в какую сторону будет (и будет ли) смещаться эта граница.

Существенным параметром тектонических деформаций является их величина, которую если и не всегда можно точно измерить, то вполне можно разумно оценить. К сожалению, при построении моделей развития складчатых областей не учитывается реальная величина деформаций, и не находит адекватного отражения связанное с образованием складчатости большое увеличение вертикальной мощности сминаемых толщ.

Хотя все сказанное может представляться очевидным, практика показывает, что обо всем этом приходится напоминать. Так же, как приходится напоминать, что любое научное исследование включает не только увлекательный процесс выдвижения гипотез, но и более трудоемкую (и менее престижную) работу по отбору гипотез.

Биметасоматоз и геодинамика офиолитов в предостроводужных палеозонах

Исследования по заявленной теме проводились в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, хребет Ширшова в Беринговом море [1]. Вначале детально комплексом методов изучены различные типы серпентинизации ультрабазитов: ранняя псевдоморфная и полистадийные гидротермально-метасоматические, наложенные. Показана возможность ранней серпентинизации в мантии при воздействии и одновременном образовании углеводородных флюидов: угарного газа, водорода, метана. Биметасоматические, контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) образования возникали в различные стадии формирования офиолитов от высокотемпературных ($T=900^{\circ}\text{C}$) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте с породами полосчатого, дайкового и вулканоплутонического комплексов до апотуфовых и апофлишOIDных метасоматитов ($T=160^{\circ}\text{C}$) пограничных вулканогенно-осадочных серий.

Последовательно непрерывные (от глубинных к субповерхностным) вертикальные ряды биметасоматических образований, их состав и закономерное сочетание в латеральных рядах отражают геодинамические условия становления офиолитов. Обобщением анализ условий образования биметасоматических слоев в сочетании с геологическими, петрологическими, петрогеохимическими и другими данными позволяют реконструировать следующую последовательность этапов формирования офиолитовых ассоциаций в зоне перехода примитивная островная дуга – желоб над сейсмофокальной зоной.

1. Начало подъема крупного мантийного диапира ультрабазитовдунит-гарцбургитового состава. Глубины 40–50 км, $T = 600\text{--}700^{\circ}\text{C}$. Этап отмечен псевдоморфной серпентинизацией с образованием антигорита и природных сплавов железо–никель.

2. Внедрение в псевдоморфно серпентинизированные ультрабазиты по дайкоподобным каналам ультраосновной магмы лерцолитового состава. В дунит-гарцбургитовых ультрабазитах продолжалась серпентинизация с образованием лизардита первой генерации. На контакте магматических тел с серпентинитами возникли высокотемпературные ($T=900^{\circ}\text{C}$) биметасоматические слои (оливин, бронзит, диопсид).

3. Формирование полосчатой серии пород при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной (габбро-норитовой) магмы

¹ Институт проблем нефти и газа ИПНГ РАН Москва, Россия.

в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода поднимающегося мантийного диапира. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов. Интервалы глубин от 20–30 до 10–12 км. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогаббро-норитовые ($T=900^{\circ}\text{C}$), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые ($T=550\text{--}700^{\circ}\text{C}$), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, гроссуляр, андрадит, герцинит; 3) апосерпентинитовые, включающие лизардит, пентландит, хромшпинелид.

4. Габбронориты, экранированные серпентинитами в твердопластическом состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации ($T=830\text{--}880^{\circ}\text{C}$). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, магнетит. В зонах локально повышенных температур ($T=700\text{--}800^{\circ}\text{C}$) и давлений ($P>5$ кбар) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы, горнблендиты, плагиоклазовые амфиболиты и бластомилониты в виде полосовидных и линзовидных тел, ориентированных субсогласно с полосчатостью. Псевдоморфные аподунит-гарцбургитовые серпентиниты, лерцолиты и верлиты в этот этап подверглись наложенной гидротермальной серпентинизации с образованием различных по составу лизардитов и магнетитов.

5. Формирование силлово-дайкового комплекса в условиях рассредоточенных и разноглубинных растяжений свода диапира. Глубины – 5 км. Именно в этот период сформированы апогаббровые и диабазовые термальные и динамотермальные амфиболиты ($T=550\text{--}700^{\circ}\text{C}$, $P\geq 5$ кбар) и основная часть родингитов. Габбро-нориты подверглись наложенным зеленокаменным изменениям и окварцеванию с образованием метасоматических плагиогранитов, а ультрабазиты – наложенной гидротермальной серпентинизации и хлоритизации.

6. Формирование спилит-кератофирового вулканоплутонического комплекса в непостоянной во времени и пространстве геодинамической обстановке при сочетании условий растяжения и блоковых подвижек в связи со взбросо-сбросовыми и сдвиговыми нарушениями с тенденцией образования поднятия. Преобразования пород в этот этап, помимо спилитизации, связаны главным образом с интрузиями и экструзиями плагиогранитной и кварцево-кератофировой магмы. К этому этапу относится образование за счет габброидов и дайковых пород альбитовых амфиболитов ($T=400\text{--}450^{\circ}\text{C}$, $P=2,5\text{--}4$ кбар) гидротермально-метасоматических пород плагиогранитного состава ($T=300\text{--}400^{\circ}\text{C}$, $P=2\text{--}6$ кбар), большой группы родингитов и тальково-диопсидовой ассоциации минералов ($T=400\text{--}450^{\circ}\text{C}$, $P=2,5\text{--}5$ кбар) за счет серпентинитов, пропилютоподобных пород за счет габбро-норитов и габбро-диабазов и пропилютов ($T=300\text{--}450^{\circ}\text{C}$, $P<2$ кбар) при изменении эффузивно-туфовой се-

рии вулканитов. Со сдвиговыми и надвиговыми деформациями в процессе формирования спилит-кератофирового комплекса связано образование за счет вулканитов амфиболовых сланцев и филлонитов ($T=450^{\circ}\text{C}$, $P>5$ кбар и $P<5$ кбар).

7. С протрудированием блоков офиолитов в предостроводужные осадочные комплексы, сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические изменения песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с гипербазитами. Формирование биметасоматических слоев, судя по особенностям кристаллической структуры ксенолита происходило при температурах выше 160°C [1]. Эти принципиально новые данные необходимо учитывать при создании моделей аккреционных процессов.

Литература

1. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 162 с.

Р.Г. Язева¹, В.В. Бочкарев

Реконструкции палеосубдукционных и коллизионных систем в структуре Урала

Анализ динамики субдукционных процессов в истории древних активных окраин предполагает обобщение данных о составе, возрасте и относительной геологической позиции последовательно формировавшихся магматических поясов и синхронных с ними амагматичных элементов зоны перехода палеоокеан–континент, включая осадочные комплексы аккреционных призм, фронтальных и тыловых бассейнов. Соответствующие данные по Уралу позволяют говорить о трех дискретных этапах функционирования палеозон субдукции: позднеордовикско-силурийском, девонском и каменноугольном. На первом этапе существовал единый островодужный режим, на втором – формировались и островодужные, и окраинно-континентальные образования, на третьем – только окраинно-континентальные.

Режим активной окраины возник в Уральском палеоокеане в позднем ордовике, вскоре после начала океанического спрединга и изначально существовал параллельно с ним. Как следствие, в самой ранней зоне субдукции поглощалась еще «горячая» океаническая литосфера, и это не могло не сказаться на скорости ее погружения (очень низкой) и составе вулканических продуктов. Современная позиция комплексов

¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

силурийской аккреционной призмы (разлинзованных фтанитов и толентов ашгиллия–лландовери, серпентинитов, ортосланцев с глаукофаном) совпадает с зоной Главного Уральского разлома (Главной сутурой) лишь на ее центральном отрезке от широты г. Екатеринбурга на юге до верховьев р. Хулги на севере Приполярного Урала. На Полярном Урале эта ассоциация, трассирующая выход силурийской палеозоны субдукции, расположена в 20–25 км восточнее Главной сутуры, в пределах так называемых Хойлатинских и Войкарских высот. На Южном Урале аналогичные по составу и возрасту фрагменты аккреционной призмы выявлены еще далее к востоку, вдоль западного склона Челябинско-Мугоджарского микроконтинента [1].

В раннем девоне палеозона субдукции скачкообразно сместилась в сторону палеоокеана (на запад в современных координатах). Перескок сейсмофокальной зоны в раннем девоне и ее сегментацию мы связываем со штамповым приращением Челябинско-Мугоджарского микроконтинента к желобу силурийской дуги и с косым характером конвергенции. Новой позиции магматического фронта соответствовали Ирландская островная дуга на юге Урала и Войкарско-Краснотурьинский андезит-тоналитовый пояс – на севере. Как и силурийские островодужные вулканы, с запада они и в современной нарушенной структуре пояса ограничены выходами струженных кремнистых осадков (O_2 - D_3 fm), чередующихся с тектоническими линзами серпентинитов и толентов MORB-типа. Эти комплексы, вероятнее всего, представляют сохранившуюся часть более молодой аккреционной призмы, которая на всем протяжении совпадает с зоной Главной сутуры. Состав и строение островодужного сектора девонской активной окраины (малокалиевый базитовый состав вулканитов, наличие двойной дуги и нескольких эшелонированных зон задугового спрединга [2]) сходны с таковыми современных высокоскоростных островодужными систем (Марианской, Тонга и др.). В том же возрастном диапазоне на севере Урала (от широты г. Краснотурьинска до Заполярья) накапливались андезитоидные магматиты и бокситоносные молассоиды, и нет признаков вторичного, надсубдукционного спрединга в тылу вулканоплутонического пояса. Смещение следа сейсмофокальной палеозоны здесь, как и на юге Урала, фиксируется появлением двух пространственно разобщенных полос высокобарических метаморфитов, лагортинской (на западе) и хойлатинской (на востоке).

Уральская активная окраина каменноугольного возраста сопоставима с современной Андийской и также была сегментирована. Полный латеральный ряд надсубдукционных структурных элементов карбона – ранней перми сохранился только в Южно-Уральском сегменте. Он включал три разновозрастных асимметричных прогиба: Предуральский (палеожелоб), Центрально-Магнитогорский (фронтальный) и Тургайский (тыловой). Разделяющие их поднятия соответствуют Береговому хребту (Центрально-Уральский микроконтинент, приращенный к по-

тухшей девонской дуге) и Главной магматической кордильере (восточноуральские андезит-гранодиоритовые ассоциации). Судя по размерам пологого преддужья шириной 200–250 км (от палеожелоба до магматического фронта), реконструированной морфологии и составу магматитов, с Южным Уралом наиболее сходен самый низкоскоростной, южный, сегмент эталонной Андийской окраины (33–45° ю.ш.), где конвергенция происходит за счет надвигания континента на молодую океаническую литосферу [3].

В Среднеуральском сегменте каменноугольного пояса преддужье практически отсутствует, нет фронтального прогиба, подобного Центрально-Магнитогорскому. Аномально малое расстояние между магматическим фронтом (Верхисетский плутон и его сателлиты) и областью бывшего палеожелоба может быть свидетельством интенсивной субдукционной эрозии. Судя по морфологии надсубдукционной системы и составу ее образований, Среднеуральский сегмент позднекаменноугольной активной окраины сходен с высокоскоростным Перу-Чилийским отрезком Андийского пояса. В отличие от Андийской, Уральская окраина в карбоне формировалась вдоль межконтинентального бассейна срединноморского типа, и это определило кратковременность последнего этапа субдукции.

Дискретный характер палеосубдукции на Урале в значительной мере обусловлен коллизионными событиями разного возраста и качественно-го содержания (дуга – континент, дуга – микроконтинент, дуга – дуга, дуга – зона спрединга, дуга – асейсмичный хребет и т.д.). Петрологические, структурные, седиментологические и динамические последствия этих событий различны и могут быть выявлены в структуре древних орогенов.

На примере Урала охарактеризованы раннедевонская ортогональная коллизия силурийской дуги с микроконтинентами, «заклинившими» желоб, и турне-визейская косая коллизия двойной девонской дуги с восточной континентальной окраиной. Следствием первой стал коллапс задугового спредингового моря и перескок зоны субдукции в сторону палеоокеана, следствием второй – веерообразное альпинотипное шарьирование островодужных офиолитов на блоки микроконтинентов (сафьяновский, сухтелинский, нязелетровский, войкарский и другие шарьжи) и пассивный рифтинг активной окраины. Сопутствующий рифтингу толеитовый и субщелочной (гавайит-муджиеритовый) вулканизм характерен для режима косой конвергенции и широко представлен в современном тихоокеанском окружении (Высокие Каскады, Провинция Бассейнов и Хребтов, Патагония, Новая Зеландия, Папуа-Новая Гвинея и т.д.).

Новейшие исследования показали, что в среднем девоне Южного Урала вероятно столкновение асейсмичного хребта (цепи морских гор) с фронтальной, западной, частью юной Ирландской дуги. Погружение подобных хребтов в современные зоны субдукции, описанное для Но-

вых Гебрид, Марианской дуги, Центральных Анд и т.д., вызывает продольную сегментацию магматических поясов и характерные изменения в химизме вулканитов. Косвенным доказательством среднедевонской коллизии хребет–дуга на Южном Урале, помимо выявленных реликтов морских гор в аллохтонах океанической коры на его западном склоне и в Главной сутуре, является повышенная концентрация крупноионных элементов и обилие наземных фаций в андезитоидах и риолитах Ащербутаковского сегмента внутренней девонской дуги.

Столкновением сейсмичного хребта (зоны спрединга) с активной окраиной, т.е. ситуацией Южной Калифорнии, востока Алеутской дуги, южного отрезка Анд и т.д., можно объяснить формирование массивов Платиноносного пояса, внедрявшихся в раннем палеозое в аккреционную призму перед магматическим фронтом силурийской дуги, а позже – части позднекаменноугольных тоналит-гранитных плутонов с характерным «адакитовым» химизмом [4].

Коллизии вдоль активной окраины Уральского палеоокеана, в условиях его прогрессирующего коллапса, могли инициировать пульсационный рифтинг и отторжение микроконтинентов от противостоящей пассивной окраины Восточно-Европейского кратона. Подобные процессы выявлены для океана Тетис в мезозое [5], и они объясняют линейно-пластинчатую морфологию центрально-уральских микроконтинентов (поднятий) в западном обрамлении Уральского орогенного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64264).

Литература

1. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Сейсмофокальные палеозоны в геологической истории Урала // Палеозоны субдукции: Тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 105–120.
2. Язева Р.Г., В.В. Бочкарев. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
3. Язева Р.Г., В.В. Бочкарев. Окраинно-континентальный пояс в карбоне Урала: Строение, магматизм, современные аналоги // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 158–174.
4. Bea F., Fershtater G., Montero P. et al. Generation and evolution of subduction-related batholiths from the central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen // Tectonophysics. 1997. V. 276, № 1/4. P. 1033–1116.
5. Казьмин В.Г. Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 14–23.

Оценки сокращения земной коры при орогенезе в Памиро-Тянь-Шаньском регионе и Монголии

Проблема сокращения (укорочения) коры при горообразовании – одна из актуальных в современной геодинамике. Подсчеты величин сокращения ведутся на разнообразных методических основах и степень доверия к получаемым величинам может быть разной. Так, для многих орогенов Альпийского пояса устанавливается [5] сокращение на «стандартные» 50–60 км, что является весьма странным. Результаты GPS-измерений могут экстраполироваться на 30 млн лет назад без достаточных на то методических оснований и т.д.

По одной из моделей, образование гор связано с горизонтальным укорочением коры и увеличением ее мощности. Для проверки того, связано или нет горообразование с движениями плит, нами было изучено распространение влияния давления на зону коллизии со стороны плит (блоков) – инденторов, для чего измерялись величины сокращения коры в Памиро-Тянь-Шаньском регионе и Монголии [3]. Для измерений были использованы два метода.

Первый метод основан на идее увеличения мощности коры при ее сокращении [7]. Для расчетов нами была использована база данных карты новейших вертикальных движений и глубины залегания Мохо для Северной Евразии со значениями в узлах сетки $20' \times 30'$ [2]. В варианте наших расчетов направление максимального укорочения выбиралось по критерию максимального укорочения для неотектонических данных. Для этого деформации подсчитывались в каждом узле сетки по профилям, ориентированным вдоль меридиана, вдоль параллели и вдоль диагональных направлений, что определялось размерами элементарной ячейки узловой сетки. Были получены величины горизонтальных и вертикальных компонент деформаций, величин сокращения коры, азимутов максимального сжатия. Эти расчеты для Тянь-Шаня показали сокращение в субмеридиональном направлении в среднем на 12–25%.

По второму методу во всех четырех районах проводились измерения сокращения, основанные на замерах длины поверхностей выравнивания, изогнутых в процессе деформирования и смещенных по разломам, по отношению к их проекции. Замеры производились по участкам профилей длиной 5–15 км и были осреднены для ячеек координатной сетки $20' \times 30'$, что позволило сопоставлять между собой оценки двух методов. Для Памиро-Тянь-Шаньского региона были собраны данные по 28 профилям, которые пересекали все основные структуры и примерно равномерно покрывали всю площадь региона (рисунок). Основу данных со-

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

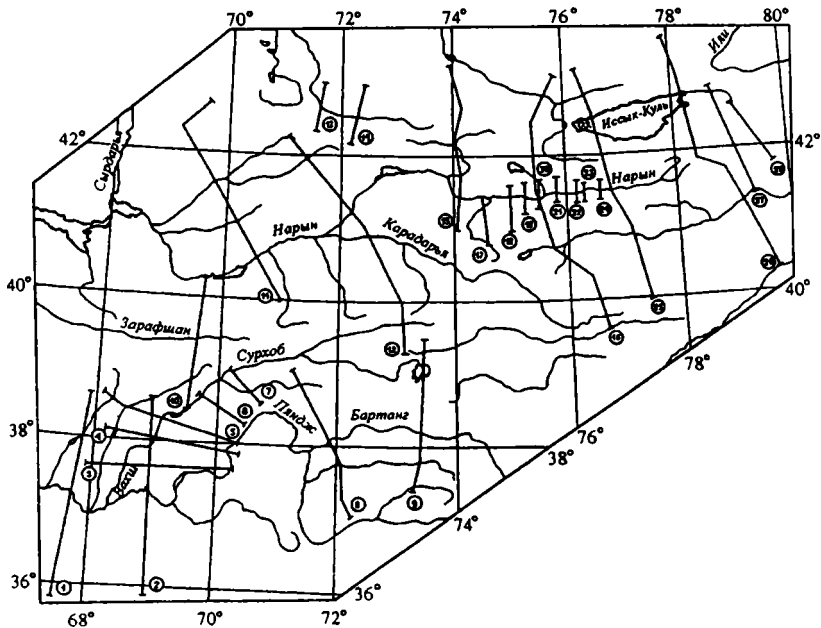


Схема расположения изученных профилей для Памиро-Тянь-Шаньского региона, по [3]

ставили литературные материалы [1, 4, 6; и др.], а также три профиля, построенные В.Г.Николаевым. Общая длина профилей составила 5100 км. Укорочение коры для Памира оказалось очень малым – 0,05–0,15%, для Афгано-Таджикской депрессии широтное сокращение менялось от 37% на юге до 59% на северо-востоке (в Алайской долине), меридиональное – от 6 до 16% с запада на восток, для Тянь-Шаня с запада с восток меридиональное сокращение росло от 3–4% в районе г. Ташкента до 12% на меридиане Памира и опять снижалось до 4–5% восточнее оз.Иссык-Куль. При сопоставлении с данными, полученными по первому методу, для Тянь-Шаня было выявлено принципиальное сходство результатов как по направлениям сокращения, так и по локализации основных максимумов сокращения. Изменения сокращения с запада на восток для Тянь-Шаня с максимумом около меридиана 74° в.д. подтверждаются высокой корреляцией (0,87) с данными, полученными по первому методу. Эти размеры сокращения коры сопоставляются также с данными других авторов (таблица).

Для расчетов сокращения коры по второму методу в Монголии были использованы составленные Е.В.Девяткиным пять пересечений общей длиной 3425 км. Было определено, что в субмеридиональном направле-

Таблица 1. Сравнение оценок меридионального сокращения земной коры для Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии по данным разных авторов. По [3].

Автор	Долгота (от 68° до 96° в.д.)																		
	68°	69°	70°	71°	72°	73°	74°	75°	76°	77°	78°	79°	80°	81°	84°	85°	86°	93°	96°
С. Л. Юнга (эта работа)	-	12% ЮТШ	15%	21%	24%	23%	25%	18%	17%	19%	18%	16%	14%	-	-	-	-	-	-
Ф. Л. Яковлев (эта работа)	-	-	4%	-	-	12%	12%	-	9%	6%	6%	4%	-	-	-	-	-	-	-
То же, локально	6% АТД, мерид.	17% АТД, мерид.	-	-	10% ТЛ	-	-	-	20% НРН	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
О. К. Чедия, 1986	-	-	7%	5%	-	5%	-	-	4%	-	-	6%	-	-	-	-	-	-	-
То же, локально	-	-	-	-	11% ЧАТ	30% АЛД	11% НАН	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Avouac, Tappinier et al., 1993	-	-	-	-	-	-	-	-	19% 23% 37%	-	-	-	-	-	-	11% 30% 30%	-	-	0%
То же, в км									96 км	-	107 км	-		74 км	54 км	56 км	38 км	17 км	-

АТД – структуры Афгано-Таджикской депрессии; ЮТШ – структуры Южного Тянь-Шаня; ТЛ – структуры Таласского Алатау и Киргизского Алатау; ЧАТ – структуры района Чаткальской впадины; НАН – структуры Нанайской впадины; НРН – структуры Нарынской впадины; АЛД – структуры Алайской долины.

нии только один профиль испытал сокращение на 1,2%, а остальные имели растяжение 0,1–0,7%. Субширотное растяжение на 1,3% наблюдается в северной части Монголии.

Нами обнаружено, что давление со стороны соседних блоков (Памирского и Таримского) в Тянь-Шане приводит к увеличению мощности земной коры и горизонтальному сокращению, но распространяется на север от зоны соприкосновения блоков на расстояние не более 300–400 км. Значительные деформации в Афгано-Таджикской депрессии не приводят к такому увеличению мощности коры и к такому воздыманию района, которое было бы пропорционально величине сокращения – район остается в целом наименее поднятым из трех соседних. Природа воздымания Памирского выступа в рамках нашего подхода осталась неясна, поскольку он в целом имеет самую мощную кору, а деформации сокращения практически отсутствуют. Неотектонические движения в Монголии, по-видимому, связаны с местными (для всего Байкало-Монгольского региона) источниками энергии и процессами рифтогенеза. Идея распространения давления от Индийского субконтинента до района оз. Байкал не находит подтверждения в данных о сокращении коры.

Литература

1. Беккер Я.А. Тектоника Афгано-Таджикской депрессии // Геотектоника. 1996. № 1. С. 76–82.
2. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. М-6 1:5 000 000 / Под ред. А.Ф.Грачева. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 12 листов.
3. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф.Грачева М.: Пробел, 2000. 488 с.
4. Садыбакасов И. Неотектоника высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
5. Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. 505 с.
6. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
7. Avouac J.P., Tapponnier P., Bai M., You H., Wang G. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan // J.Geophys.Res. 1993.V.98. P. 6755–6804.

А.С. Якубчук¹

Палеозоида Центральной Азии как фрагменты деформированных задуговых бассейнов

В отечественной литературе палеозоида Центральной Азии объединяются в складчатый пояс, который называют Урало-Монгольским, Урало-Охотским или Центрально-Азиатским. В последнее время в западной литературе для этого пояса стал использоваться термин алтанды [4]. Независимо от названия стандартным критерием выделения являет-

¹ Геолог-консультант

ся положение между Восточно-Европейским, Сибирским, Северо-Китайским и Таримским кратонами и преимущественно палеозойский возраст деформаций.

К настоящему времени единства в понимании тектонической эволюции пояса даже с точки зрения мобилизма не достигнуто. Решению этой проблемы мешает длительная эволюция пояса и чрезвычайная сложность его внутренней структуры, которая не характерна ни для одного фанерозойского складчатого пояса Земли за исключением, может быть, Колымо-Аляскинского сегмента Тихоокеанского кольца. Кроме того, палеозойды Центральной Азии значительно перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов.

В последние годы стало очевидным, что для понимания геодинамической эволюции пояса главной проблемой является происхождение докембрийских блоков в его структуре. В упрощенном виде можно выделить две группы представлений. Первая точка зрения [1, 3, 8] предполагает, что эти блоки были оторваны от Гондваны и затем причленились к Лавразии, сформировав за счет многократных коллизий друг с другом современную структуру пояса. Недостатком подхода является то, что дрейфующие докембрийские фрагменты по пути «приходится дробить» и формировать задуговые и междуговые бассейны, а также и малые океаны для объяснения многочисленных офиолитовых поясов и островных дуг Казахстана, Алтая и Монголии. К тому же, геодинамическая эволюция Урала плохо вписывается в эту схему и поэтому для него предлагается выделять самостоятельный Уральский палеоокеан [2, 3, 8]. При этом остатки палеозойских океанических бассейнов и Центральной Азии рассматриваются как залив Палеопацифики (иначе – Панталассы, или палеозойского Тихого океана) [1]. Главным осложнением этой гипотезы является тот факт, что образование Гондваны произошло лишь около 600 млн лет назад и докембрийские фрагменты внутри алтаид и байкалид вряд ли могли являться ее частями.

Согласно другой точке зрения [5, 6], докембрийские блоки попали в структуру пояса в результате рифтинга и последующего отчленения от Балтики и Сибири в конце протерозоя. Они послужили фундаментом длительно развивавшихся в течение позднего протерозоя и всего палеозоя Кипчакской и Тувино-Монгольской островных дуг с формированием в тылу первой Ханты-Мансийский океана, т.е. фактически задугового бассейна. Эти дуги в течение палеозоя были сложно деформированы в ороклины, а их фрагменты перетасованы по сдвигам в результате вращения по часовой стрелке Сибири относительно Балтики. В этой концепции структуры Казахстана–Алтая и Центральной Монголии уже приписываются к разным палеоокеаническим бассейнам Туркестанского океана и Панталассы, соответственно, хотя первый и здесь считается заливом второго [4]. Кроме того, было показано, что доуралиды и байкалиды являются фрагментами некогда единого орогена. При общей привлекательности этого подхода для объяснения структуры пояса его

недостатком является недоучет геодинамической эволюции Северо-Восточного Китая, Тарима, Китайских кратонов, области российских арктических морей, а также роли офиолитов и их типов.

Для расшифровки внутреннего строения байкалид и алтаид в данной работе использованы принципы, предложенные Дж.Шенгером, Б.А. Натальиным и В.С.Буртманом [6]. Их суть заключается в прослеживании фронтов разновозрастных магматических дуг и аккреционных комплексов, а также установление направления их миграции во времени, но во внимание принимаются и вышеперечисленные недостатки.

Тектонический анализ с учетом этих факторов показывает (рисунок), что внутри алтаид и на краю Восточно-Европейского кратона мы видим фрагменты по крайней мере трех задуговых бассейнов – Ханты-Мансийского, Сакмаро-Магнитогорского (или Уральского) и Баренцево-Североземельского – и нескольких небольших междуговых бассейнов в пределах Кипчакской дуги, остатки которых сохранились в палеозоидах Центрального Казахстана и Тянь-Шаня в Майкаин-Чингизской, Сарьгумской, Терской и Чистопольской (в районе Кокчетавского массива) сутурах [7]. Все докембрийские блоки внутри алтаид, а также Каракумский и Таримский массивы могли быть отчленены в результате раскрытия указанных задуговых бассейнов от объединенной Сибирь-Балтики и орогенов байкальского возраста.

Наиболее «восточным концом» ранне-среднепалеозойской Кипчакской дуги в пределах Казахстана следует считать ее Бошекуль-Чингизский фрагмент с дополнительным фрагментом под мезозойско-кайнозойским чехлом в районе Омска, где он восстанавливается по магнитным данным [5]. Исходя из кинематических соображений, можно предположить, что своим «восточным» концом эта дуга прикреплялась к продолжению байкалид где-то на севере Западной Сибири, находящемся теперь в 2000 км от ее видимого в Казахстане восточного конца. Кипчакская дуга была внешней дугой и отделяла задуговые бассейны алтаид от «главного» океана. В предлагаемой схеме «западное» окончание Кипчакской дуги в Казахстане сейчас находится на севере Западной Сибири, но Тарим может рассматриваться в качестве того блока, от которого эта ее часть была оторвана по сдвигам при вращении Сибири относительно Балтики. Это позволяет реконструировать гигантскую Кипчакскую дугу, в которую в раннем–среднем палеозое, кроме структур Казахстана, следует включать и островодужные комплексы от Кавказа до Тарима.

В качестве аккреционных комплексов, которые накапливались в зоне субдукции со стороны главного океана, выступают комплексы Иртыш-Зайсанской зоны и их продолжение под мезозойско-кайнозойским чехлом Западной Сибири, с одной стороны, а также комплексы Южно-Гобийской зоны и ее аналоги на северо-востоке Китая и аккреционные комплексы Джунгаро-Балхашской области Казахстана – с другой. То, с остатками какого океана их следует отождествлять, будет обсуждаться ниже.

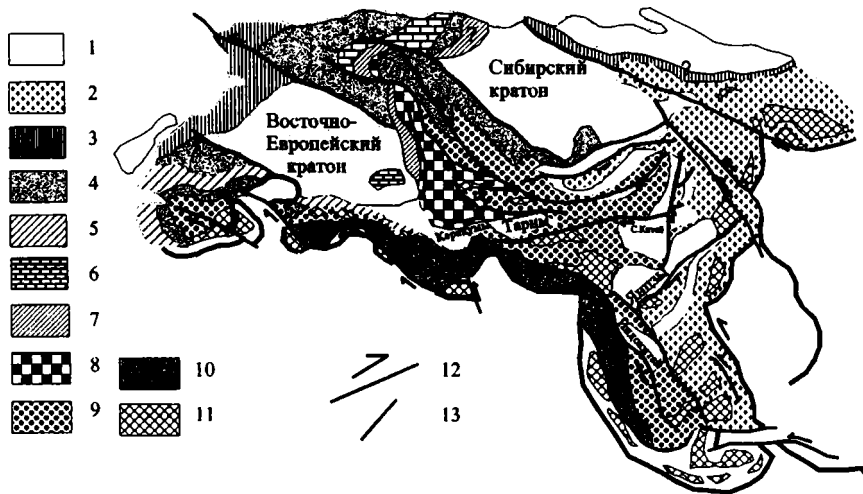


Схема распространения докембрийских блоков, байкалид и деформированных задуговых бассейнов и аккреционных комплексов алтаид в Северной и Восточной Евразии

1 – континентальная кора возрастом 1000 млн лет; 2 – Циркум-Тихоокеанский пояс; 3 – орогены на месте Япетус-Иннуитского океана; 4 – байкалиды, 5 – деформированные задуговые бассейны палеозойд Европы; 6 – Баренцево-Североземельский задуговой(?) бассейн; 7 – деформированный задуговой бассейн и островные дуги Уралид; 8 – деформированный Ханты-Мансийский бассейн и его островные дуги; 9 – аккреционные комплексы Прототетиса; 10 – Киммерийский континент; 11 – разновозрастная океаническая кора; 12 – сдвиги; 13 – зоны субдукции

Из-за того, что алтаиды везде отделены от палеозойд Центральной Монголии и других частей Циркумтихоокеанского пояса докембрийскими массивами, которые послужили фундаментом Тувино-Монгольской дуги, Центральную Монголию нельзя считать частью алтаид, что делает употребление традиционных названий поясов и их границ неприемлемым.

Позднедокембрийско-раннепалеозойские комплексы палеозойд Центральной Монголии, таким образом, можно проинтерпретировать как часть задугового бассейна, каковым на ранних стадиях раскрытия могла быть Панталасса, а Тувино-Монгольская дуга, включая Аргунский и Бурейнский массивы, должна была отделять его от «главного» океана. Тогда вероятным продолжением этой дуги на «востоке» следует считать смещенное по гигантским правосторонним сдвигам западное окончание Северо-Китайского кратона, к югу от которого в современной структуре Альпийско-Гималайского пояса имеются такие же аккреционные и островодужные комплексы, как и внутри алтаид. Частью этой же дуги может являться кратон Янцзы, который и сочленял ее с Восточной Гондваной.

При этом, согласно палеомагнитным данным, оба китайских кратона располагались почти на протяжении всей истории вблизи друг друга, но испытывали существенное относительное вращение. В современной структуре оба кратона могут рассматриваться как составные части орклина, обращенного своим замыканием на северо-восток.

Все вышесказанное позволяет считать аккреционные комплексы некоего «главного» окна в алтаид тектонически отчлененными фрагментами разновозрастных комплексов в поясе Тетис, а не частью Панталассы. Предлагаемая интерпретация подразумевает, что Прототетис и Палеотетис являются одним и тем же, а не разными океанами (в дальнейшем Прототетис). Панталасса же является самостоятельным океаническим бассейном, непосредственно не связанным с Прототетисом. Как было предложено в некоторых работах, раскрытие Панталассы произошло при откалывании Австрало-Антарктиды от Северной Америки, но на ранних стадиях раскрытия Панталасса представляла собой серию задуговых бассейнов, которые развились в самый большой современный океан.

В геодинамической эволюции алтаид на протяжении позднего протерозоя и до конца палеозоя, т.е. в период между распадом единого суперконтинента Родиния и формированием нового суперконтинента Пангеи, происходило постепенное сокращение размеров Прототетиса и расширение Панталассы. При этом аккреционные и задуговые комплексы будущих алтаид возникли в той части зоны субдукции, существовавшей вокруг всего Прототетиса, которая формировалась вблизи Сибирского и Восточно-Европейского кратонов. Позднепротерозойско-раннепалеозойскую Панталассу можно сравнить с мезозойско-кайнозойским Атлантическим океаном, тогда как позднепротерозойско-раннепалеозойский Прототетис эквивалентен мезозойско-кайнозойскому Тихому океану. Таким образом, Тихий океан (Панталасса) не является вечным, а начал раскрываться лишь около 700–650 млн лет назад, а начало развития Прототетиса следует искать в более ранних эпохах.

Литература

1. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. №6. С.3–33.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Puchkov V.N. The Paleozoic of the Uralo-Mongolian fold system // Earth Sciences and Resources Institute, University of South Carolina, Columbia, Occasional Publication, New Series, 1991. V.7, P.2.
- Sengor A.M.C. Asia// Encyclopaedia of European and Asian Regional geology. Chapman & Hall, 1997. P.34–50.
- Sengor A.M.C., Natal'in, B.A. Turcic-type orogeny and its role in the making of the continental crust, Ann. Rev. // Earth Planet. Sci. 1996. V.24. P.263–337.
- Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V.364. P.299–307.

Литогенез как отражение геодинамических процессов (новые аспекты разработки проблемы)

Проблема причинно-следственных соотношений между тектоногенезом и осадочными процессами не нова. Ей уделяли внимание крупные и известные ученые – литологи и тектонисты: Л.В.Пустовалов (1940), Н.М.Страхов (1953, 1962), В.В.Белоусов (1962) и его ученики [1], Л.Б.Рухин (1954), А.Б.Ронов и В.Е.Хаин [2], Г.Ф.Крашенинников (1957,1971), А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов (1956, 1976), Г.А.Каледа (1980), А.Митчел и Х.Рединг (1990), С.И.Романовский (1988), П.П.Тимофеев (1970) и др. Эта проблема перспективна и многопланова. Но до сих пор ее исследователи в большинстве своем привлекали внимание к закономерностям влияния геодинамических режимов на седиментогенез. Стадии литогенеза (диагенеза, катагенеза) в том же аспекте изучены меньше. Их познание чрезвычайно актуально. О них писали А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов (1962, 1976 и др.), а также М.А.Гончаров с соавторами [2] и А.Б.Ронов и В.Е.Хаин [1], подчеркивая, что «имеет весьма важное значение обратная связь – зависимость характера тектонических деформаций от литологических особенностей, строения и мощности осадочных толщ ... Складчатость может являться непосредственным продолжением литогенеза в данном случае на его катагенетической стадии» [2, с. 77].

Сейчас становится все более очевидной *нелинейная* взаимозависимость данных параметров. Но прежде, чем показать это, уточним наше представление об основополагающем понятии «литогенез».

Литогенез рассматривается как совокупность многофакторных процессов естественной историко-геологической эволюции флюидно-породной системы осадочного бассейна (ОБ) в стратисфере. Ныне известно, что особенности литогенетических преобразований различных осадочных комплексов в неодинаковой мере наследуются от условий фациально-ландшафтной среды седиментации, а иногда они вовсе не наследуются – в зависимости от многовариантного сочетания экзо- и эндогенных факторов пороодообразования. Очевидно, что влияние по-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) и Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

следних интегрируется геодинамическими режимами развития ОБ. Однако причины и механизмы их влияния изучены пока еще недостаточно. Они нуждаются в систематизации.

Способы решения такого рода задач рассмотрены в недавних работах автора [3], где воспроизведена обобщенная схема соподчиненности множества факторных воздействий на дискретно проявленные осадочные процессы. Признаки таких воздействий устанавливаются специфической методикой комплексного стадийного анализа (СА), выполняемого на системно-генетической и историко-геологической основах. С данной целью осуществляется синтез стадийных петрографических наблюдений на фациальном и формационном уровнях (термин «формация» понимается здесь как парагенез генетических типов и фаций, присущий крупной палеотектонической структуре и отражающий историю ее эволюционирования). Системные обобщения результатов оптических, электронно-микроскопических, микронзондовых и других прецизионных исследований минеральных и органических породных компонентов фиксируются на литолого-фациальных и палеотектонических формационных профилях и схемах. Этот прием дает возможность конкретнее оценивать: 1 – наличие либо отсутствие унаследованности литогенетических преобразований от фациальной принадлежности осадков и 2 – степени зависимостей этих преобразований от темпов и палеоглубин погружения либо от дислокационных и иных эндогенных процессов.

До сих пор соотношения между литогенезом и тектоногенезом оценивались, исходя в основном из анализа фациальных рядов и вещественных составов пород (седиментофонда формации). Не умаляя ведущего значения первого методического приема, следует осторожно обращаться со вторым, помня, что геологами нередко допускались ошибочные заключения о седиментогенезе из-за причисления трансформированных либо аутигенных минералов к образованиям первичным. Но с тех пор, как стал внедряться СА, было получено немало доказательств вторичности некоторых породных компонентов, представлявших седиментогенными. При этом удавалось реконструировать не только исходный состав седиментофонда, но и временную этапность повлиявших на породные изменения процессов, которые, в свою очередь, были прямо или косвенно обусловлены определенными геодинамическими событиями.

Учитывая интеграционную роль последних (см. выше), считаем *весьма целесообразной разработку типизации литогенеза на геодинамической основе*. Создание ее применительно к детально изученным (модельным) природным объектам позволит решать обратные задачи – вносить вклад в реконструирование палеотектонических обстановок древних ОБ, сочетая традиционные для тектонистов методы с учетом своеобразия постседиментационного преобразования осадочных комплексов. Оно обуславливается рядом факторов: 1 – фациально-

вещественным составом формации; 2 – палеоглубиной ее погружения; 3 – темпами погружения; 4 – величинами палеотемпературного градиента; 5 – характером перестроек структуры ОБ в результате воздымания, либо горизонтального перемещения отложений, 6 – влияниями разного рода дислокаций (хотя и сами по себе процессы литогенеза способны при известных условиях инициировать дислокационные процессы [1]); 7 – особенностями флюидных фаз внутри самой формации и в подстилающих ее образованиях.

Исходя из упомянутых параметров [3], предлагался вариант типизации с выделением трех крупных категорий: 1) фонового литогенеза погружения; 2) наложенного литогенеза инверсионных преобразований ОБ; 3) наложенного литогенеза динамотермальной активизации. Внутри этих категорий могут выделяться более дробные таксоны. Они иллюстрируются на примерах разнотипного литогенеза нескольких терригенных формаций палеозоя и мезозоя, которые сформировались в режимах: 1 – внутриконтинентального рифтогенеза; 2 – раннеплитной и инверсионной стадий эволюционирования платформенного чехла; 3 – пассивной континентальной окраины, претерпевшей затем складчатые дислокации и орогенез; 4 – передового прогиба [3]. Их роднит одинаковая генетическая принадлежность осадков (аллювиально-дельтаво-морских), но разнят – обусловленные различиями геодинамических режимов признаки явного своеобразия постседиментационной измененности однотипных пород в каждом конкретном примере. Таким путем аргументируются диагностические признаки выделенных типов литогенеза.

Дальнейшее развитие исследований в данном направлении имеет целью создание теории взаимосвязи экзо- и эндогенных процессов осадочного породообразования применительно к различным геодинамическим режимам эволюции континентальных и океанических блоков земной коры в историко-геологическом аспекте.

Работа поддерживается РФФИ, проект № 99-05-64740.

Литература

1. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А. и др. Деформационно-химические парагенезы и структурно-механическая зональность // Геотектоника. 1995. № 2. С. 49–60.
2. Ронов А.Б., Хаин В.Е. Основные вопросы соотношений между седиментацией и тектоникой // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1979. С. 67–79. (Докл. на пленар. засед. VIII всесоюз. литолог. совещ.: Т.1).
3. Япаскерт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

Содержание

<i>Макаров В.И., Макеев В.М., Макарова Н.В.</i> Новейшая тектоническая структура Среднего Поволжья и Прикамья и общие вопросы геодинамики юго-востока Русской плиты	3
<i>Макарова Н.В., Корчуганова Н.И., Макаров В.И., Суханова Т.В., Макеев В.И.</i> Геодинамически активные зоны платформ (на примере Окско-Донского прогиба)	6
<i>Максумова Р.А., Березанский А.В.</i> Тектоническая структура и эволюция покровно-складчатого сооружения Тянь-Шаня	8
<i>Максумова Р.А., Дженчураева А.В.</i> Палеогеографические и палеотектонические реконструкции палеозойд Тянь-Шаня	9
<i>Мальшев А.И.</i> Основное возражение против экстраполяции плитной тектоники в домезозойское время	12
<i>Мальшев А.И., Мальшева Л.К.</i> Тектоника плит с точки зрения планетарной эволюции	13
<i>Маринин А.В.</i> Некоторые особенности позднеальпийской структуры Северо-Западного Кавказа	16
<i>Медведев П.П., Крюков С.В., Татаринов В.Н.</i> Система обработки спутниковых данных GPS и ГЛОНАСС наблюдений за современными тектоническими процессами	19
<i>Мельников О.А.</i> Природа основных особенностей общепланетарной тектоники и геодинамики неогей Земли в ее глобальных ротационных геодинамических механизмах	22
<i>Мельниченко Ю.И.</i> Морфотектоническая эволюция подводного хребта Кюсю-Палау	25
<i>Мигурский А.В.</i> "Сухие", "мокрые" рифты, трапповые впадины и парадокс преобладания напряжений сжатия в литосфере Земли	29
<i>Мизенс Г.А.</i> Седиментационные бассейны и палеотектоника юга Урала в среднем девоне – ранней перми	32
<i>Милетенко Н.В., Даукеев С.Ж., Ахмедов Н.А., Абдылаев А.А., Ализаде А.А., Леонов Ю.Г., Федоренко О.А., Буш В.А., Волож Ю.А.</i> Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии: общая структура, основные результаты, дальнейшее направление работ	35
<i>Митрофанов Н.П.</i> Модели геодинамических обстановок на северо-западе Тихоокеанского подвижного пояса	38
<i>Митрофанов Н.П.</i> Трансформные границы на Востоке России	42
<i>Мишин Л.Ф., Карсаков Л.П., Чжан Чуньцин.</i> Мезозойско-кайнозойские пояса кислого вулканизма в Охотско-Дунбейском секторе Восточной Азии	43
<i>Моралев В.М., Балуев А.С., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.</i> Тектоника неогей и внутриплитный магматизм Восточно-Европейской платформы	45

<i>Морозов О.Л., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Вишневецкая В.С., Брагин Н.Ю.</i>	
Вещественные комплексы аккреционной структуры п-ва Тайгонос (Северо-Восток России) – состав и геодинамическая интерпретация	49
<i>Морозов Ю.А.</i> Структурные парагенезы транспрессии и транстенсии по результатам экспериментов и в сопоставлении с природными данными	52
<i>Мухамедиев Ш. А., Галыбин А.Н.</i> Прямой подход к определению полей тектонических напряжений	57
<i>Мухамедиев Ш.А., Николаев В.А.</i> Интенсивность кривизны изгибаемой литосферы как показатель тектонической активности и напряженного состояния (на примере новейших деформаций литосферы Северной Евразии)	61
<i>Невинский И.О., Невинский В.И., Цветкова Т.В., Сывороткин В.Л.</i> Отражение степени геодинамического сжатия тектонических структур в газовых полях планеты	65
<i>Нечаев Ю.В., Панкратова К.Ю.</i> Особенности карты линеаментов территории Северной Евразии	69
<i>Нечухин В.М.</i> Аккреционно-коллизонная тектоника Уральского орогена	71
<i>Никишин А.М.</i> Тектоника мантийных плюмов и тектоника литосферных плит	74
<i>Николаев В.А.</i> Новейшая тектоника и геодинамика Восточно-Европейской платформы	78
<i>Никонов А.А.</i> К неотектонике Ладужской депрессии	80
<i>Никонов А.А., Белоусов Т.П., Денисова Е.А., Зыков Д.С., Сергеев А.П.</i> Деформационные структуры в позднеледниковых отложениях на Карельском перешейке: морфология, кинематика, генезис	83
<i>Оксман В.С., Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д.</i> Коллизонные пояса Верхояно-Чукотской орогенной области (северо-восток Азии)	86
<i>Осипенко А.Б., Осипенко Л.Г.</i> Металлеродиты в структуре Ганальского хребта, Камчатка: геодинамическая типизация и обстановка формирования	89
<i>Павленко Т.И., Анисеева О.В., Голионко Б.Г., Елифанов А.Ю.</i> Современное структурное положение и палеогеография позднедевонско-турнейских(?) комплексов Южного Урала	91
<i>Павленкова Н.И.</i> Структура земной коры и верхней мантии и глобальная геотектоника	94
<i>Паланджян С.А.</i> Геодинамическая обстановка формирования офиолитов Малого Кавказа	98
<i>Паталаха Е.И., Гончар В.В., Трофименко Г.Л.</i> Лагранжева турбулентность и структурирование тектоносферы	101
<i>Паталаха Е.И., Лебедь Н.И., Великанов В.А., Трофименко Г.Л.</i> Буферная зона как особый тектонический и минерагенический элемент земной коры в системе ороген – кратон (на примере юго-западного сектора Восточно-Европейского кратона)	105
<i>Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А.</i> Пограничная область кора – мантия в разломе Вима (Центральная Атлантика)	109
<i>Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В.</i> Главные события в палеозойской геологической истории Среднего Урала	113
<i>Пиотровская Е.В.</i> Линейные и кольцевые структуры в современном строении Новой Земли	115
<i>Платонова С.Г., Рогожин Е.А.</i> Древние землетрясения Горного Алтая	119
<i>Погромская О.Э.</i> Литобиомикрофаши карбонатных пород как отражение седиментационных и тектонических процессов (на примере верхнедевонских отложений Западного Урала)	122

<i>Подгорный И.И., Бондаренко Г.Е.</i> Покровная тектоника Полярнинского поднятия Южно-Анхойской сутуры (Западная Чукотка)	124
<i>Попков В.И.</i> Кайнозойские дислокации Южного Мангышлака – структурный индикатор региональной геодинамики	127
<i>Попков В.И.</i> Стресс-тектоника платформ	130
<i>Попов С.В., Щерба И.Г.</i> Палеогеография Паратетиса в позднем палеогене	132
<i>Прилепин М.Т., Гусева Т.В., Лукк А.А., Шевченко В.И.</i> Современные геодезические измерения и основные геотектонические концепции	135
<i>Разницын Ю.Н.</i> Южный поперечный хребет зоны разлома Вима в Центральной Атлантике: строение и деформации	138
<i>Резанов И.Н., Коломиец В.Л., Дергаусова М.И., Резанова В.П.</i> Эволюция морфоструктуры горного рельефа северо-западной части Забайкалья	141
<i>Рогожин Е.А., Овсяченко Н.И.</i> Соотношение геологической и сейсмической составляющих современных тектонических движений на Северном Кавказе	145
<i>Родионов С.М.</i> Тектоническая и петрогеохимическая эволюция оловянных рудно-магматических систем в складчатых поясах Дальнего Востока России	148
<i>Родионов С.М., Ханчук А.И., Ноклеберг У.Дж.</i> Геодинамическая типизация рудных месторождений Северо-Востока Азии	150
<i>Родкин М.В.</i> Сейсмичность слабосейсмичных территорий - пределы неопределенности (на примере Восточно-Европейской платформы)	151
<i>Романько А.Е., Савичев А.Т., Ефремова Е.Ф., Мамонтова С.А.</i> Петрогеохимические и геодинамические особенности нескольких варисских магматических комплексов юга Средней Азии и сопредельного района	154
<i>Рудаков С.Г.</i> Мобильность Африканских элементов Западной Гондваны как главная причина кадомского (s.s.) тектогенеза в Средиземноморском подвижном поясе	155
<i>Рудаков С.Г.</i> О сохранении целостности Прототетиса в конце венда и кембрии после кадомской редукции палеоокеана	157
<i>Руженцев С.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е., Карякин Ю.В.</i> Тектонические покровы и олистостромовый комплекс Кувандык-Медногорского района (Сакмарская зона Южного Урала)	159
<i>Рыжый Б.П., Рыжый Б.Б.</i> О связи положения областей повышенной внутриплитной сейсмичности с литологическим составом земной коры	163
<i>Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисенко Д.В.</i> Верхний ордовик в структуре силурийских и девонских аккреционных комплексов на Южном Урале	166
<i>Савко К.А., Полякова Т.Н.</i> Типы зональности гранатов как отражение метаморфической эволюции метапелитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив	169
<i>Садоян А.А., Садоян Т.А.</i> Геодинамический режим Кавказ-Таврского сегмента Альпско-Гималайского пояса в юре – палеогене	173
<i>Свешиников А.А.</i> Особенности эволюции литосферы при отмирании спрединговых хребтов с разными скоростями раздвижения	174
<i>Селивёрстов Н.И.</i> Глобальные изменения уровня океана и четвертичный вулканизм	177
<i>Семинский К.Ж.</i> Обобщенный парагенезис разрывов 2-го порядка для крупных разломных зон растяжения, сжатия и сдвига	181
<i>Сим Л.А., Фришбуттер А., Банквитц П., Банквитц Е., Корчемагин В.А.</i> Неотектонические и современные поля напряжений сейсмоактивных областей Центральной Европы	186

<i>Симонов В.А., Куренков С.А., Шацкий В.С., Миколайчук А.В., Ступаков С.И., Колмогоров Ю.П., Киреев А.Д., Шакаров О.А.</i> Палеогеодинамика и метаморфизм офиолитов Северного Тянь-Шаня	189
<i>Синцов А.В.</i> Рифей-палеозойский цикл тектонодинамического развития Байкало-Патомского пояса	192
<i>Синцов А.В.</i> Этапы деформаций Мамско-Бодайбинской складчатой зоны	195
<i>Склярв Е.В., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Константинов К.М., Меньшагин Ю.В., Станевич А.М.</i> Эволюция южной краевой части Сибирского кратона: новые подходы и новые проблемы	199
<i>Славинский В.В.</i> Надвиг коры по данным термобарометрии ксенолитов мантийных пород	202
<i>Смирнов А.В., Бухарин А.К., Быкадоров В.А., Максумова Р.А., Пучков В.И., Чен Шоуде, Шокальский С.П.</i> Основные черты структуры Центрально-Азиатского палеозойского орогенического пояса	205
<i>Снежко В.А., Потапенко Ю.Я.</i> Особенности состава протерозойских вулканитов Хасаутского синклинория Северного Кавказа и условия их формирования	208
<i>Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И.</i> Оценка скорости формирования коллизийного надвига по данным изотопного датирования (Лесновский надвиг, Северная Камчатка)	211
<i>Старосельцев В.С.</i> Особенности расчленения платформенных чехлов на структурные ярусы	214
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> Предварительные данные о трещинных структурах разрушения в четвертичных лавах Эльбруса	218
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> Предварительные данные о трещинных структурах разрушения в четвертичных лавах Эльбруса (дополнительное сообщение)	219
<i>Тевелев Ал.В.</i> Палеозойские зоны субдукции на Южном Урале (опыт обзора с анализом)	220
<i>Тевелев Арк. В.</i> Эволюция Афгано-Таджикской депрессии: от задугового бассейна до транспрессивного складчатого сооружения	223
<i>Ткачев А.В.</i> Геотектоническая обусловленность эволюции формаций гранитных пегматитов в неогее	227
<i>Трегуб А.И., Ненахов В.М., Сиротин В.И., Бондарев А.А.</i> Геохимические индикаторы динамических условий формирования осадочного чехла древних платформ (на примере Воронежской антеклизы)	231
<i>Третьяков Ф.Ф.</i> Швы и разломы ограничения основных структурных элементов мезозоид северо-востока России	235
<i>Трофимов В.А.</i> Структуры горизонтального сжатия в Татарстане: прикладные аспекты	239
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Новейшая тектоника Азии: трансект от Индостанского полуострова и до Арктического побережья	242
<i>Федоренко О.А., Ужкенов Б.С., Милетенко Н.В., Ван Футун, Исходжаев Б.А., Заманов Ю.Д., Конохов А.Г., Брызгалов С.Л., Быкадоров В.А., Рафаилович М.С., Смирнов А.В.</i> Основные черты минерагении Центральной Евразии в свете геодинамических и палеогеографических реконструкций	245
<i>Федоров П.И., Колосков А.В.</i> Кайнозойский вулканизм Вьетнама	249
<i>Федоровский В.С., Склярв Е.В.</i> Комплексы метаморфических ядер зон растяжения как результат коллизийной геодинамики	252

<i>Филатова Н.И., Федоров П.И.</i> Кайнозойский магматизм как индикатор процессов растяжения Тихоокеанской континентальной окраины (на примере Корейско-Сихотэ-Алинского и Япономорского регионов)	255
<i>Фильшев В.П.</i> Механизм формирования зоны перехода Азиатский континент – Тихий океан	259
<i>Филиппова И.Б., Бухарин А.К., Буш В.А., Волож Ю.А., Дженчураева А.В. Диденко А.Н., Пучков В.Н., Смирнов А.В., Шокальский С.П.</i> Аккреционная и коллизионная тектоника окраин Палеоазиатского океана	262
<i>Фишман И.Л.</i> Девонский океанический рифтогенез на площади Шуылдак (Южные Мугоджары)	265
<i>Фокин П.А., Никишин А.М.</i> Позднепалеозойский рифтогенез на Восточно-Европейской и Сибирской платформах	268
<i>Фридовский В.Ю.</i> Коллизионные структуры, металлогения и геодинамика восточной окраины Северо-Азиатского кратона	270
<i>Фролов В.Т.</i> Геоистория и геодинамика Западной Пацифики и проблема происхождения океана	274
<i>Фролов В.Т.</i> Современные геосинклинали – актуальная проблема геологии	277
<i>Фролова Т.И., Бурикова И.А.</i> Платобазальтовый магматизм и образование океанов	279
<i>Хаин В.Е.</i> Об общей направленности тектонической эволюции Земли и месте в ней неогца	282
<i>Хаин В.Е., Левин Л.Э.</i> Геодинамические типы глобальных поясов нефтегазоносности и их особенности	284
<i>Хераскова Т.Н., Диденко А.Н., Киселев В.В., Максумова Р.А., Масленникова И.А., Рустамов М.И., Смирнов В.В.</i> Главные этапы вендско-раннепалеозойской эволюции континентальной окраины Восточной Палеогондваны – фрагмента суперконтинента Родиния	287
<i>Черемных А.В.</i> Динамика роста разломов зон растяжения литосферы (результаты моделирования)	290
<i>Чернов Е.Е., Курилов Д.В.</i> Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов района устья реки Палана (Западная Камчатка)	294
<i>Чехов А.Д.</i> О природе окраинных морей	296
<i>Шарова А.М.</i> Взаимосвязь проявлений кимберлитового магматизма с глубинной тектоникой (плюмами) восточной части Сибирской платформы	297
<i>Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б.</i> Модель структуры коры Кокчетавского блока: результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов	300
<i>Шатров В.П.</i> Палеозойские карбонатные платформы как индикаторы орогенного развития Тагильского прогиба	303
<i>Шашорин Б.Н.</i> Глубинное строение и палеотектоника восточного сектора Центральной Азии (по данным гравиметрического зондирования)	306
<i>Шашорин Б.Н.</i> "Очаги" разуплотнения в PZ ₂₋₃ тектонике Центральной Азии (западный сектор)	309
<i>Шемелина И.В., Владимиров В.Г.</i> Значение Матутской сдвиговой зоны для кинематики Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува)	312
<i>Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У.</i> Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе–Армавир	316
<i>Шерман С.И., Борняков С.А.</i> Эволюция деструктивных зон сдвига в литосфере: физическое моделирование и его интерпретация на базе мезомеханики	320

<i>Шмонов Г.А.</i> О некорректности использования палеомагнитных данных при анализе движений литосферных плит	324
<i>Шолпо В.Н.</i> Феномен упорядоченной организации структуры Земли и геотектонические концепции	329
<i>Эз В.В.</i> Принципы построения моделей структурообразования	331
<i>Юркова Р.М.</i> Биметасоматоз и геодинамика офиолитов в предостроводужных палеозонах	335
<i>Язева Р.Г., Бочкарев В.В.</i> Реконструкции палеосубдукционных и коллизийных систем в структуре Урала	337
<i>Яковлев Ф.Л., Юнга С.Л.</i> Оценки сокращения земной коры при орогенезе в Памиро-Тянь-Шаньском регионе и Монголии	341
<i>Якубчук А.С.</i> Палеозонды Центральной Азии как фрагменты деформированных задуговых бассейнов	344
<i>Япаскерт О.В.</i> Литогенез как отражение геодинамических процессов (новые аспекты разработки проблемы)	349

Научное издание

**Тектоника неогей:
общие и региональные аспекты**

Том 2

**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. 24,0. Тираж 500 экз.
Тип. зак. № *103С*, 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