



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖДЕОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

2010

**ТЕКТОНИКА
И ГЕОДИНАМИКА
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ
И ПЛАТФОРМ
ФАНЕРОЗОЯ**

Том II



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя

Материалы XLIII Тектонического совещания

Том 2

Москва
ГЕОС
2010

УДК 549.903.55(1)
ББК 26.323
Т 67

Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. – 502 с.
ISBN 978-5-89118-497-8

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту № 10-05-06006 г

Ответственный редактор
Н.Б. Кузнецов

На 1-й странице обложки: Переслаивание нижнесинемюрских аргиллитов и мергелей в разрезе Восточный Квантоксхэд (Западный Сомерсет, юго-восточная Англия). Фото М.А. Рогова, июль 2007 г.

© ГИН РАН, 2010
© ГЕОС, 2010

Научное издание

**Тектоника и геодинамика складчатых
поясов и платформ фанерозоя**

Материалы XLIII Тектонического совещания

Том 2

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

ООО «Издательство ГЕОС»
119049, г. Москва, Ленинский пр-т, д. 4, стр. 1А
Тел./факс: (495) 959-35-16. E-mail: geos@ginras.ru

Подписано к печати 25.12.2009.
Формат 60x88 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м²
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 28,0. Тираж 500 экз.
Отпечатано в ФГУП «Производственно-издательский комбинат ВИНТИ»,
140010, г. Люберцы Московской обл., Октябрьский пр-т, 403.

Вероятный механизм формирования сверхмощной коры и генезис мантийных землетрясений Памира

Геологический профиль Памира определяется преимущественно эпикратонными энциалическими структурами с корой континентального типа, в ряде блоков достигающей мощности 70–75 км. Отмечены повышенные отношения «гранитного» и «базальтового» слоев, депрессия силы тяжести (до –500 Мгал) и в целом разуплотненный тип литосферы, неглубокое залегание и высокая мощность астеносферы (до 150–200 км), повышенный теплоток (до 120 мВт/м²), отсутствие в ряде зон четких границ Конрада и Мохо – с формированием «коромантийной смеси» ($V_p = 7.3\text{--}7.7$ км/с), низкий магнитный фон [2]. На Памире и в сопредельных регионах выявлен, прослеженный до глубины 600 км, (сейсмотомография) Тибетский суперплюм [3]. На Памире интенсивно выражены структуры, связанные с Индо-Азиатской коллизией («памирские дуги»). Формирование KZ структур и литосферы региона происходило под влиянием двух основных факторов – Индо-Азиатской коллизии и Тибетского суперплюма [3]. Последний, вероятно, привносил в верхнюю мантию энергию и вещество, тогда как плейт-тектонические процессы в основном проявились в верхних частях литосферы и вели к перераспределению вещества. Модели литосферы могут сыграть заметную роль в разработке новой геологической парадигмы, синтезирующей плейт- и плюмтектонику [4].

Мантия Памира и ряда соседних регионов сложена преимущественно разнообразными эцлогитами и гранатовыми пироксенитами, в целом относящимися к серии высоких давлений (рисунок, № 6–8³). Протолиты (см. рис., №5) эцлогитов представлены двумя сериями – пикробазит-шошонит-латитовой и щелочной–субщелочной Ti-пикробазит-базитовой. Выплавляясь в мантии, они внедрялись в верхнюю кору, что подтверждено реликтами в гранатах эцлогитов гиперстена, гастингсита, ортоклаза [6]. Эцлогиты необычны по составу, преобладают породы К-ряда: а) гранат+омфациит, б) санидин ± кварц, кианит, К-Пл₁₅₋₂₅, биотит и др. Последние слагают межзерновые и жильные выделения – их состав варьирует от сиенитов–монцонитов до кварцевых сиенитов – К-гранитов.

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

² RMP International, Dushanbe, Tajikistan

³ Номера объектов и границ на рисунке (см. оцифровку легенды)

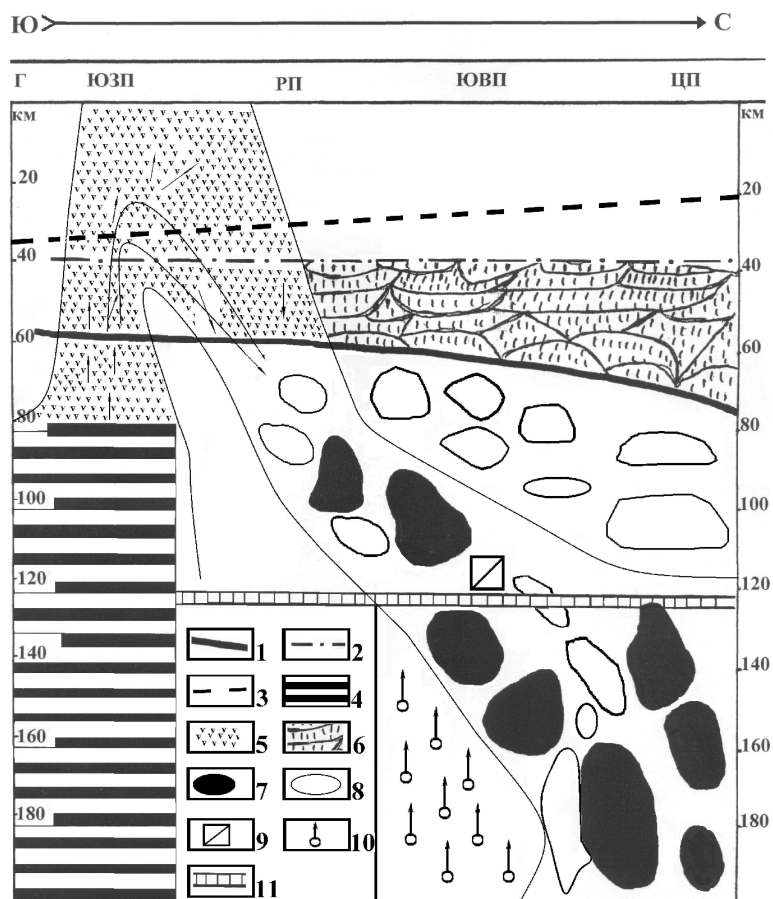


Рисунок. Принципиальное строение коры и верхней мантии Памирского региона

1–2 – граница М: 1 – современная, 2 – докембрийская; 3 – современная граница Конрада; 4 – высокоскоростной блок Гиндукуша; 5 – мантийные выплавки щелочных – субщелочных пикритов-базитов; 6 – «коромантийная смесь» (эклогитоиды, гранулиты и др.); 7 – биминеральные эклогиты; 8 – эклогиты с санидином, биотитом; 9 – флогопит-гранатовые вебстериты; 10 – очаги трубок взрыва с глубинными ксенолитами; 11 – кровля астеносферы

Оценки РТ дали для гранат-флогопитовых вебстеритов (рис., №9) 35–40 кбар, санидиновых эклогитов – 22–28 кбар, эклогитоидов и гранулитов – 15–22 кбар. Средние температуры эклогитов – 950–1050°C, что на 150–300°C выше, чем в обычных эклогитовых комплексах («горячая субдукция», по [1]. Плотность санидиновых эклогитов – 2.8–3.2 г/см³, еще ни-

же плотность и V_p метасоматитов ($V_p = 6.2$ км/с) и коромантийного слоя. Встречаются и блоки биминеральных эклогитов с $V_p = 8.2-8.6$ км/с (рис., № 4). Хотя мантия Памира имеет в основном эклогитовый состав, она является разуплотненной. Это обусловлено необычным составом эклогитов, а также влиянием суперплюма.

Массовые измерения краевых частей зерен цирконов U-Pb методом в эклогитах дали 15–17 млн лет [5] – эти цифры указывают, что в миоцене происходили наиболее интенсивные смещения, тангенциальное сжатие и метаморфизм. В это время при континентальной субдукции происходило погружение протолитов в мантию до 120–150 км (25–40 кбар, $\geq 1000^\circ\text{C}$) и глубже, вплоть до 300 км (Гиндукушский блок с $V_p = 8.2-8.6$ км/с) (рис., №4). Это сопровождалось эклогитовым метаморфизмом и частичным плавлением (во всех нодулях присутствуют первичные расплавленные включения). Происходил также привнос тепла и вещества из Тибетского суперплюма; содержащего 10–15% некогерентных элементов [6].

Общая разогретость, пластичность и плавление среды, в которой находились блоки эклогитов, обеспечили положительную «плавучесть» санидиновых эклогитов, эклогитоидов, гранулитов (рис., №6, 8) и подъем менее плотных пород вплоть до подошвы докембрийской коры (рис., №2), мощность которой не превышала 40 км. Указанные процессы привели, очевидно, в миоцене (15–17 млн лет), к наращиванию первичной коры до 70–75 км (рис., №6, 8). Одновременно шло опускание более плотных биминеральных эклогитов до глубины 200–300 км ($V_p = 8.2-8.5$ км/с). Среди изученных ксенолитов нет ультрабазитов, однако в связи с высокотитанистыми субщелочными пикритами-базитами (РТ) имеются мелкие тела офиолитовых серпентинитов. Возможно, в раннем мезозое мантия имела ультрабазитовый состав, а в миоцене она сменилась эклогитами. Но как это могло произойти, пока не ясно.

Формирование трубок и даек ультракалиевых щелочных базитов и сиенитов отражало смену геодинамического режима. Их Ar-Ar возраст – 11 млн лет, а тип базитов – постколлизийный. Пояса даек пересекают все зоны Южного Памира и их дугообразные границы и не подвергаются позднему деформациям. Не исключено, что это указывает на остановку или резкое замедление движения восточного блока Памира в позднем миоцене.

На Юго-Западном Памире и особенно в Гиндукуше проявлены мантийные землетрясения с глубиной очагов 70–300 км. Как отмечалось, перемещение блоков эклогитов происходило в «горячей» пластичной среде, связанной с метасоматозом и плавлением. Несколько более поздний привнос тепла и вещества (11 млн лет) был связан с влиянием Тибетского суперплюма, что подтверждается возрастом биотитовых эклогитов, глиммеритов и щелочных базитов. Можно полагать, что земле-

трясения связаны с гравитационной дифференциацией, перемещением и столкновением блоков разного состава и плотности. Выражен своеобразный кругооборот вещества в литосфере Памира: 1) внедрение мантийных щелочных – субщелочных расплавов (протолитов) в верхнюю кору; 2) погружение их в мантию – эклогитовый метаморфизм, плавление, метасоматоз; 3) гравитационная дифференциация (плотностное расслоение) с подъемом легких фракций и наращиванием снизу докембрийской коры; 4) параллельное погружение плотных эклогитов в подastenосферную зону. Все эти процессы могли приводить к формированию новообразованной миоценовой литосферы и возникновению мантийных землетрясений.

Литература

1. Памир – Гималаи. М.: Наука, 1982. 175 с.
2. Погребной В.В., Сабитова Т.М. Отражение структуры Тибетского плюма и сейсмичности Высокой Азии в геофизических полях // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, №10. С. 1532-1542.
3. Хаин В.Е. Главные противоречия современной геодинамики и возможные пути их преодоления // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 324. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).
4. Hacker B., Gnos E., Ratschbacher L. et al. Hot and dry deep crustal xenoliths from Tibet // Science. 2000. Vol. 287. P. 2463-2466.
5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 2001. 409 с.
6. Ducea M., Lutkov V., Minaev et al. Building the Pamirs // The view from underside Geology. 2003. Vol. 31, N 10. P. 849-852.

**А.О. Мазарович¹, А.В. Соловьев¹, А.В. Моисеев¹,
Д.М. Ольшанецкий¹, А.И. Хисамутдинова¹**

Деформации третичных комплексов Точилинского разреза (Западная Камчатка)

В восточной части Охотского моря и на западе Камчатского полуострова расположен Западно-Камчатский прогиб, выполненный кайнозойскими отложениям [3]. Его основание сложено юрско-меловыми вулканогенно-терригенными образованиями, слагающими покровно-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

складчатую структуру [1, 7, 14]. Западная Камчатка отличается плохой обнаженностью, поэтому изучение геологии береговых обрывов представляется ключевым для расшифровки структуры третичных комплексов, что, в свою очередь, важно для понимания геодинамики северо-востока Охотского моря и Камчатского полуострова, а также для обоснованного прогноза перспектив нефтегазоносности.

Точилинский разрез представляет собой выходы коренных пород, которые слагают клифы между реками Аманина (на юге) и Эталона (на севере). Их высота изменяется от первых до 200 м, а протяженность составляет около 50 км (рисунок).

Для изучения деформаций Точилинского разреза авторами в 2003, 2006 и 2008 гг. было сделано более 500 наземных и более 400 цифровых снимков с вертолета. Последние были совмещены в единую фотопанораму. Фотоработы сопровождалась замерах залеганий пород.

Ранее [2, 8–13, 15] было показано, что кайнозойские породы Западно-Камчатского прогиба смяты в простые складки, оси которых имеют север–северо-западное простирание. Они нарушены крутопадающими разломами. Отмечались также отдельные зоны с повышенной тектонизацией.

Ядро Точилинской антиклинали расположено севернее р. Гакх (см. рисунок) и сложено терригенными породами снатольской свиты средне-эоценового возраста. Падения пород севернее осевой части складки не превышают 15° , южнее – достигают 60° . Замок складки нарушен огромным оползнем, протяженность которого вдоль берега составляет около 2,5 км. Таким образом, Точилинская антиклиналь имеет асимметричное строение с пологим северо-восточным и крутым юго-западным крыльями.

Северо-восточное крыло прекрасно обнажено в морских береговых обрывах от р. Ильинушка почти до устья р. Эталона. Оно сложено породами ковачинской, воямпольской и ковраńskiej серий. Общее строение северо-восточного крыла Точилинской антиклинали хорошо известно [4, 5]. Породы слагают моноклираль с падением слоев к север–северо-востоку, с углами падения от горизонтального до 30° . Она нарушена малоамплитудными (метры – первые десятки метров) слепыми сбросами с падением плоскостей сместителей к северо-востоку и сопряженными с ними разрывами со сбросовой составляющей, имеющими падение к юго-западу.

Юго-западное крыло Точилинской антиклинали построено сложно. К югу от ядра крутые падения (углы около 60°) пород сохраняются на протяжении 300–400 м. Моноклираль в районе руч. Точило деформируется в складки, которые сменяются зоной интенсивных складчато-надвиговых дислокаций, занимающей примерно 800 м береговых обрывов.

Здесь можно выделить как минимум три тектонические пластины, разделенные пологими надвигами.

Эта зона сменяется моноклиной (азимут падения 300° , углы $70-80^\circ$, протяженность вдоль берега – около 750 м), сложенной породами аманинской свиты, согласно перекрытыми отложениями гакхинской свиты. Падение последних в южном направлении постепенно выполаживается от 60° до 30° . Особенностью строения этой части берега являются резкие изгибы слоев (типа кинк-банд), складки с погружением шарниров к юго-западу (склонение 220° , наклонение 5°). Протяженность зоны деформаций составляет около 800 м и, вероятно, она представляет собой дуплексный надвиг. Южнее крупного распада обнажены породы гакхинской свиты, которые слагают моноклину с резко различными элементами залегания (от азимута падения 20° , угол 15° до азимута падения 65° , угол 25°), которая протягивается вплоть до устья р. Гакх. Она осложнена складками с шарнирами, погружающимися к югу.

Южнее устья р. Гакх развиты отложения гакхинской, утхолокской и вивентекской свит. Первая обнажена на протяжении 1200 м и слагает крутопадающую моноклину (азимут падения 295° , углы $65-70^\circ$), осложненную многочисленными малоамплитудными разломами различных ориентировок. В верхней части обрыва расположены сильно деформированные образования, видимо, того же возрастного интервала, которые смяты в крупную лежащую складку. Ее нижнее крыло срезается надвигом. Эти тектонизированные породы прослеживаются вдоль берега на протяжении 1–1.5 км. Замки лежащих складок наблюдаются в разных частях обрыва.

После двух крупных оползней и вплоть до руч. Половинный породы утхолокской свиты на протяжении 400 м имеют опрокинутое залегание (азимут падения 300° , угол 60°). Они слагают моноклину, которая в ряде мест нарушена малоамплитудными сбросами. Южнее руч. Половинный породы моноклины подвержены все более интенсивным дизъюнктивным деформациям и постепенно превращаются в тектонит, а затем, на протяжении 300 м, в береговом обрыве наблюдается лежащая складка, строение которой осложнено субгоризонтальным надвигом. Она сложена породами воямпольской серии. В замке складки породы залегают субвертикально (азимут падения $100-120^\circ$, углы $80-85^\circ$) и переходят южнее в сопряженные анти- и синклинальные складки.

На расстоянии 1 км от устья р. Гакх деформированные породы гакхинской свиты перекрыты с угловым несогласием терригенной толщей, строение которой сходно с породами ильинской свиты позднемiocенового возраста. Породы последней имеют субгоризонтальное залегание.

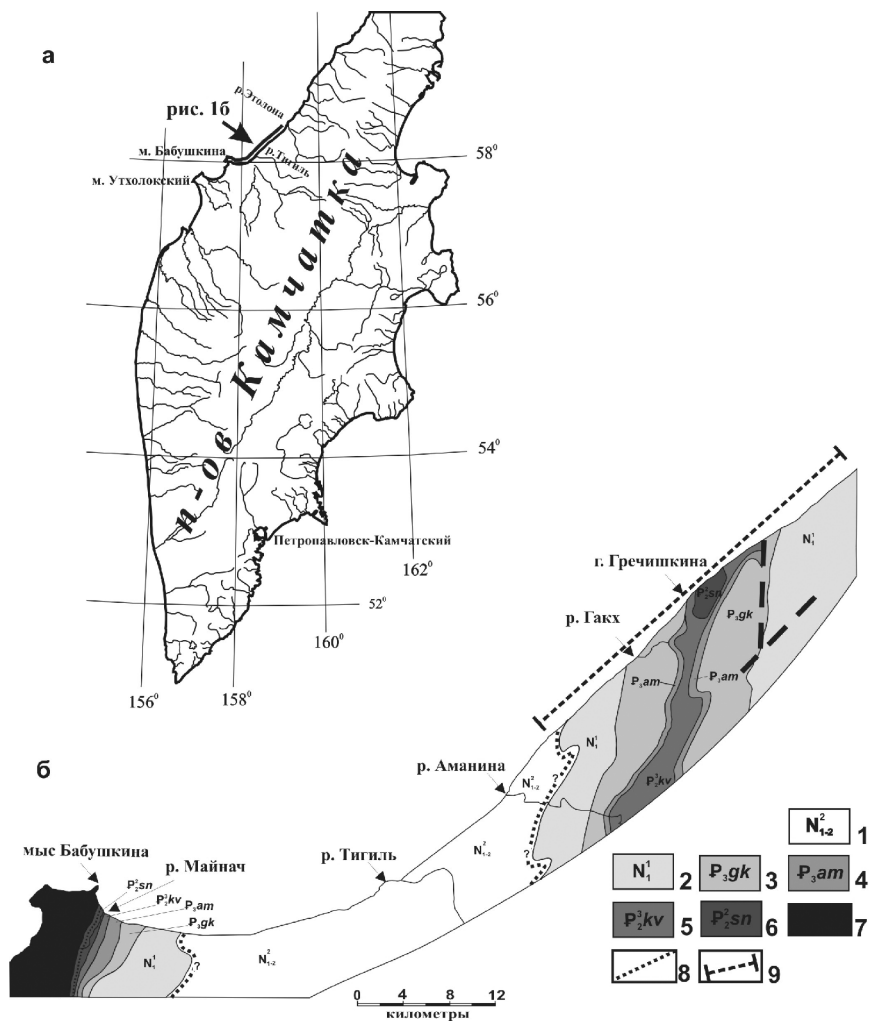


Рисунок. Географическая схема Камчатки (а) с нанесенными участками исследований и геологическая схема Тигильского района (б), по [7], с изменениями.

1–6 – отложения: 1 – нерасчлененные верхнего миоцена и плиоцена (ильинская, каркертская, этолонская, эрмановская, энемтенская свиты), 2 – нерасчлененные нижнего миоцена (кулувенская свита), 3 – олигоценые (утлоловская, гакхинская свиты), 4 – олигоценые аманинской свиты, 5 – верхнеэоценовые ковачинской свиты, 6 – среднеэоценовые снатольской свиты; 7 – мезозойские комплексы; 8 – угловое несогласие в основании ильинской свиты; 9 – расположение Точилинского разреза

Таким образом, в олигоцен-нижнемиоценовых отложениях Западной Камчатки установлены изоклиналильные опрокинутые складки, надвиги и дуплекс-структуры, характерные для компрессионного режима. Эти деформации обычно приурочены к определенным зонам, причем при удалении от этих зон напряженность деформаций резко уменьшается. Местами отмечаются разломы со сбросовой кинематикой, развитие которых характерно для зон растяжения. Последний существенный этап деформаций произошел в середине миоцена и мог представлять собой отдаленную реакцию на завершение коллизии островной дуги Восточных полуостровов (Кроноцкой) с Восточной Камчаткой.

Экспедиционные работы проводились при финансовой поддержке компаний НК «Юкос» (2003 г.) и СЕР International Petroleum Ltd. (2005–2008 гг.). Авторы благодарят А.А. Галактионова, Л.А. Золотую, А.Н. Обухова, К.Л. Одинцова, Р.Г. Чинакаева за содействие в проведении фундаментальных исследований. Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ МД-2721.2008.5, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6, Фонда содействия отечественной науке.

Литература

1. Бондаренко Г.Е., Соколов В.А. // Докл. РАН. 1990. Т. 315, № 6. С. 1434-1437.
2. Геологическая карта СССР. М-6 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана / Ред. Б.А. Марковский. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
3. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра. 1964. 734 с.
4. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И. и др. Биосфера-экосистема-биота в прошлом Земли. Экосистемы кайнозой Северной Пацифики: эоцен-олигоцен Западной Камчатки и сопредельных районов. М.: ГЕОС, 2005. 480 с.
5. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
6. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
7. Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный Мир. 2005. 224 с.
8. Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-6 1 : 500 000. / Гл. ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский). СПб. картограф. ф-ка ВСЕГЕИ. Камчатприродресурс, 1999.
9. Коваль П.А., Адамчук Г.Л. Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист О-57-ХV. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
10. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
11. Сингаевский Г.П. Геологическая карта СССР: Западно-Камчатская серия. Лист - 0-57-XXV. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.

12. Сингаевский Г.Л., Бабушкин Д.А. Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист 0-57- XX,XIX. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
13. Смирнов Л.М. // Геотектоника. 1971. № 3. С. 104-117.
14. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: Методы трекового и структурного анализа. М.: Наука. 2008. 319 с.
15. Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 3. С. 66-82.

**В.И. Макаров¹, Г.Г. Щелочков², А.К. Рыбин²,
А.Д. Павленкин³, Ю.В. Рослов⁴, Л.М. Мунирова⁵,
Д.В. Алексеев⁶, М.Г. Леонов⁶, S.W. Roecker⁷**

**Подвиг Тарима под Тянь-Шань и их глубинная структура
по данным сейсмических исследований вдоль профиля
MANAS (Кашгар–Сонкуль)**

В 2007 г. специалисты ряда организаций России, США, Киргизии и Китая, объединённые международной программой «Геодинамика Тянь-Шаня» осуществили комплекс совместных и скоординированных сейсмических исследований вдоль профиля MANAS (Middle AsiaN Active Seismic profiling). Он проходил в субмеридиональной полосе между 75 и 76° в.д. от оз. Сонкуль в Центральном Тянь-Шане (Киргизия) до района г. Кашгар в Китае [3]. Первичные данные сейсмического профилирования были доступны всем участникам для дальнейшей обработки и интерпретации вдоль всего профиля. В докладе рассматриваются результаты, полученные российской группой участников. Комплексный сейсмический разрез был получен с помощью методов МОВ ОГТ, сейсмической томографии и приёмных функций (МОВЗ). Выявлена гетерогенная слоисто-блоковая структура всей толщи земной коры, включающая суб-

¹ Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева (ИГЭ) РАН, Москва, Россия

² Научная станция (НС) РАН, Бишкек, Киргизстан

³ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

⁴ Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам «Севморгео» (Севморгео), Санкт-Петербург, Россия

⁵ Геофизическая служба РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁶ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

⁷ Rensselaer Polytechnic Institute, США

горизонтальную её расслоенность, а также вертикальные и наклонные зоны, отражающие вещественные и структурные неоднородности среды. Наиболее выдающимся элементом структуры, впервые установленным экспериментально, является система глубинных дислокаций, связанных с пододвиганием коры Таримского массива под Тянь-Шань.

Самая верхняя часть разреза (до глубин 0–5 км), изученная с максимальным разрешением, включает различные геологические формации Среднего и Южного Тянь-Шаня и Кашгарского предгорного прогиба. Это и доорогенные (палеозойские и более древние) формации, и новейший (позднекайнозойский) орогенический комплекс, состав и структура которых достаточно хорошо известны по предшествующим геологическим и геофизическим исследованиям. Условно мы называем эту часть разреза «геологической». Её структура на рассматриваемом разрезе представлена скоростными характеристиками продольных сейсмических волн. Они изменяются в диапазоне 1.6–6.3 км/с, увеличиваясь вниз по разрезу. Глубже, до 70–80 км, структура выражена в различиях интенсивности отражённых и рассеянных волн, в рисунке положения и распределения отражателей рассеивателей, степени сейсмической «мутности» среды.

Хорошо проявленная в «геологической» части разреза граница с $V_p \sim 3.5$ км/с является опорной. Она соответствует поверхности палеозойского основания, представляющей собой деформированный мезозой-раннекайнозойский пенеплен или предорогенную поверхность выравнивания, и характеризует неотектоническую компоненту деформаций основания. Важно заметить, что и более глубокие скоростные слои этой части разреза, которые проходят внутри палеозойского основания и также *секут* палеозойские структуры (например, граница $V_p \sim 4.4$ км/с), повторяют рельеф поверхности этого основания. Так, пологая неотектоническая мульда Балыктыджон на северном склоне Кокшаалтау и Западно-Аксайская впадина отражены в недрах палеозойских массивов на глубинах около 3–4 км ($V_p = 4.8$ км/с). Это – типичная картина. Она заставляет предполагать, что скоростные характеристики и границы (по крайней мере, в верхней части разреза) не отражают внутреннюю (древнюю) тектоническую структуру палеозойских массивов и имеют литостатическую (гравитационную) природу. Они связаны с эпипалеозойской стадией эволюции и структурной реорганизации коры и верхней мантии, включающих значительные изменения толщин и рельефа глубинных слоёв. Таким образом, *рассматриваемая глубинная структура, отражённая на сейсмических разрезах, является в значительной степени постпалеозойской, в основном позднекайнозойской (неотектонической).*

Принципиальная граница между верхней («геологической») и более глубокой (геофизической) частями сейсмического разреза (K_{02}) соответ-

ствуется поверхности консолидированного основания. Под Тянь-Шанем она находится на глубинах $-2\div-6$ км ($V_p = 5.8-6.2$ км/с). Под краевой северной частью Тарима (в области предгорного прогиба) она опущена значительно глубже – до $-16\div-20$ км и уходит под Тянь-Шань на расстояние более 50 км. Эта граница подтверждается независимыми данными, полученными другими методами [1, 2, 6]. Таким образом, с помощью сейсмического профилирования МОВ ОГТ выявлена реальная и достаточно детальная структура коры зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня. Фактически показано, что здесь имеет место удвоение корового разреза, вызванное далёким (более 50 км) поддвигом Тарима под Тянь-Шань вдоль полого ($\sim 30^\circ$) погружающегося сместителя регионального порядка. Он отчётливо прослеживается до низов коры под всей системой Южного Тянь-Шаня, характеризуется ступенчатой (flat-ramp) геометрией и даёт основание предполагать возможность срывов вдоль субгоризонтальных участков главного и оперяющих разломов. Именно такими дислокациями, срывами и волочением вдоль граничных поверхностей и внутри докембрийского основания Таримского массива ($K_{02}-K_{01}$), может быть объяснён своеобразный расслоенный и волнистый рисунок этого основания. Имеется множество свидетельств высокой активности этого пододвигания в течение позднекайнозойского горообразования (конседиментационные и постседиментационные дислокации молодых формаций, сейсмичность и др.). Вместе с тем, очевидно, что эта региональная дислокация земной коры наследует позднепалеозойскую аккреционную зону.

Среднекоровый слой (K_1-K_2) в рисунке рефлекторов и диффракторов сейсмических волн выделяется высокой «мутностью» и идентифицируется с низкоскоростным слоем (волноводом) предшествующих структурных построений для Тянь-Шаня. Под Таримом этот слой подстилает консолидированную верхнюю кору с резкой границей между ними на глубинах $-25\div-30$ км и очень полого опускается, уменьшаясь в толщине, в северном направлении. Под Центральным Тянь-Шанем соответствующий низкоскоростной слой с $V_p=5.0-6.0$ км/с выявляется много выше — на глубинах $-10\div-18$ км.

Нижнекоровый слой (K_2-M) также дифференцирован в рисунке отражающих и преломляющих элементов. В таримской части (~ 140 км профиля) он характеризуется однородной структурой и имеет толщину 17–20 км. Под Центральным Тянь-Шанем его мощность изменяется от 42–45 км под системой поднятий Кокшаалтау до ≤ 25 км под Нарынской впадиной. Под хребтами Атбаши, Кокшаал и Майдантаг в этом слое доминируют слои и границы, наклонённые на север, соответствуя отмеченной выше Южно-Тяньшанской (или, по-другому, Кашгарской) зоне

регионального поддвига. Среди них выделяется Майдантагский разлом. Он ярко проявлен в рельефе и в структуре палеозойских формаций как крутопадающий взброс (подвиг) с левосдвиговой составляющей. Сейсмический разрез показывает, что этот разлом, постепенно выполаживаясь, уходит далеко вглубь: он образует обширную дугу, которая сечёт и смещает не только геологические формации приповерхностной части разреза, но также слой консолидированной части верхней коры, среднюю кору и затухает в основании нижней коры. Подобным же образом он проявлен на скоростном разрезе МОВЗ. На нём он представлен довольно узкой зоной снижения скоростей продольных волн, которая уходит вниз и на север до глубин около 30 км. Висячем (северном) крыле разлома её сопровождает такая же узкая зона повышенных скоростей V_p . Глубже зона разлома выполаживается и может быть прослежена до подошвы земной коры Таримского массива, сопрягаясь с ней где-то под Атбашинским хребтом на глубине 55–60 км. Здесь кровля мантии фактически сдвояна. Аналогичная ситуация имеет место севернее, под Байбиче-Каратауской цепью внутридепресссионных поднятий, разделяющих Атбашинскую и Нарынскую впадины и под северной частью последней. По-существу, мы видим здесь крупные (корового масштаба) чешуи, которые последовательно ослабевают в направлении от Тарима на север.

Граница М между земной корой и мантией на сейсмическом разрезе не проявлена достаточно отчётливо. Под открытой частью Таримского массива она находится на глубинах $-47\div-50$ км и полого погружается на север в погребённой части массива, под Тянь-Шанем. В зоне суперпозиции кор Тянь-Шаня и Тарима, где-то под поднятиями Кокшаалтау, она находится на глубинах $-60\div-65$ км. Таким образом, суммарная мощность коры здесь достигает 70 км. Далее на север граница М поднимается до -40 км, подтверждая минимальную толщину земной коры под Нарынской впадиной, установленную ранее другими методами. На этом уровне не обнаруживаются сколько-нибудь заметные признаки проявления даже крупных палеозойских или более молодых структур, установленных в приповерхностном слое. Здесь отражены только самые крупные единицы неотектонической структуры (системы поднятий, Нарынский и Кашгарский прогибы). Скоростной разрез МОВЗ более отчётливо и несколько по-другому показывает границу М и другие особенности глубинной структуры. В полосе предгорной ступени эта граница находится на глубине ~ 55 км. К северу на расстоянии ≥ 155 км, до Атбашинского хр., она очень полого снижается до -60 км. Здесь с нею сопрягается дуга вышеупомянутого Майдантагского разлома. В области между хребтами Кокшаал и Атбаши можно предполагать тектоническое расслоение верхов мантии, срыв относительно тонкой (~ 10 км) её пласти-

ны. По этой причине кровля мантии находится здесь на глубине около – 45 км. Подобный, но менее крупный срыв, включающий верхнемантийный материал, имеет место под Нарынской впадиной, где кровля мантии поднята таким путём до –40 км. Аналогичную глубинную структуру можно предполагать на юге, под ступенью предгорных возвышенностей.

Таким образом, сейсмическое профилирование МОВ ОГТ и другие связанные с ним исследования впервые экспериментально показали довольно детальную глубинную структуру зоны сочленения Таримского массива с Тянь-Шанем. Главным её элементом является крупномасштабный пологий подвиг первого под второй на расстояние не менее 50 км. Глубинные дислокации такого типа прослеживаются до Нарынской впадины и затрагивают все слои коры и верхов мантии. Они находятся в хорошем согласии со структурой литосферы, выявленной до глубин ~600 км [4, 5]. Подтверждена крупномасштабная вещественно-структурная и тектоническая расслоенность литосферы на уровнях средней коры и верхов мантии.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке Агентства науки и инноваций РФ (Роснаука), NSF USA, РФФИ. Авторы доклада признательны В.Ю. Баталеву, Е.А. Баталевой, В.Д. Брагину (Научная станция РАН в г. Бишкеке), И.В. Беляеву, Н.Т. Дергунову, Н.Н. Ефимовой (ФГУНПП «Севморгео» МПР РФ), Д. Нэпу (Университет Южной Каролины, США) и всем другим лицам, которые, так или иначе, способствовали осуществлению эксперимента и участвовали в обработке первичных данных.

Литература

1. Винник Л.П., Алёшин И.М., Кабан М.К. и др. Кора и мантия Тянь-Шаня по данным приёмных функций // Физика Земли. 2006. №8. С. 14-26.
2. Сабитова Т.М., Багманова Н.Х., Миркин Е.Л. Скоростные неоднородности литосферы Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Москва; Бишкек: НС РАН, 2008. С. 406–415. Материалы 4-го Междунар. симпоз.; Вып. 4).
3. Щелочков Г.Г., Брагин В.Д., Рыбин А.К. и др. Трансект «MANAS»: первые результаты обработки и интерпретации данных сейсмических зондирований Центрального Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Москва; Бишкек: НС РАН, 2008. С. 59–67. (Материалы 4-го Междунар. симпоз. 15-20 июня 2008 г.; Вып. 4).
4. Koulakov I., Sobolev S.V. A Tomographic Image of Indian Lithosphere Break-off beneath the Pamir-Hindukush Region // Geophys. J. 2006. Vol. 164. P. 425-440.
5. Roecker S. Tomographic imaging of the Upper Mantle beneath the Western Tien Shan // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Бишкек: НС РАН, 2008. С. 173. (Материалы 4-го Междунар. симпоз.; Вып. 4).
6. Vinnik L., Reigber Ch., Aleshin I., Kosarev G., Kaban M., Oreshin S., Roecker S. Tomography of the central Tien Shan // Earth and Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 225. P. 131–146.

Неотектоника Среднего Урала

Неотектоника Урала часто рассматривается как чередование линейных зон поднятий и прогибаний, согласующихся с простиранием палеозойской складчатости. Как правило, их простирание является выдержанным и отвечающим границам Уральского поднятия [2, 5]. Происхождение структур связывается с поперечным к простиранию Урала давлением [1]. По нашему мнению, помимо хорошо выраженной продольной зональности в пределах Урала фиксируется поперечная зональность, которая прослеживается и на платформенные территории. Благодаря ей Урал приобретает поперечную сегментированность [4, 6]. В этом отношении Средний Урал не является исключением: в его пределах фиксируются продольная и поперечная зональности.

Продольная зональность Среднего Урала представлена тремя основными структурами: 1) осевой зоной, 2) Зауральским (Среднеуральским) плато и 3) западным склоном.

1. Осевая зона Среднего Урала является наиболее возвышенной (кряжистой) и наиболее интенсивно сжатой. В целом, она отвечает новейшей системе линейных поднятий субмеридионального простирания, которая представлена более широкими, чем прогибания, поднятиями, согласующимися с простиранием палеозойских складчато-разрывных деформаций. По сравнению с другими областями Урала амплитуда суммарных деформаций здесь небольшая – всего 250 м. По простиранию в сторону Южно-Уральского и Среднеуральского поднятий она увеличивается приблизительно на 100 м. В сторону платформенных структур Русской и Западно-Сибирской плит постепенно уменьшается и составляет 100 и 150 м соответственно [5].

2. Восточнее, в сторону Западно-Сибирской плиты, осевая зона Среднего Урала граничит с наклонным Среднеуральским плато. Граница представлена высокоградиентной зоной рельефа, с которой связываются разрывообразование и сейсмичность [3]. По нашим представлениям, наклоненное Среднеуральское плато в целом подчеркивает не линейное, а сводовое по типу поднятие. Его развитие происходит от осевой зоны на восток в сторону Западно-Сибирской плиты. Образование этого перигорогенного по природе поднятия предстоит еще понять, но

¹ Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева (ИГЭ) РАН, Москва, Россия

² Государственное унитарное научно-производственное предприятие «Уралсейсмоцентр» (ГОУНПП «Уралсейсмоцентр»), Екатеринбург, Россия

сейчас можно отметить, что его формирование могло стать причиной наличия низких суммарных вертикальных амплитуд Среднеуральского поднятия. К этому добавим, что подобного типа наклонное плато на более высоком Северном Урале отсутствует.

3. Осевая зона Среднеуральских поднятий к западу, в сторону Восточно-Европейской платформы, согласно развивается с его западным склоном, или крупным асимметричным изгибом, представленным поднятием и прогибанием. В сторону Уфимского плато эта деформация не распространяется. По высоте и по размерам она соизмерима со Среднеуральским плато. Не исключено, что изменение характера деформации связано с изменением строения древнего субстрата, поскольку Среднеуральский западный склон заложен в пределах Предуральского позднепалеозойского прогиба. В этот стиль деформаций не укладывается Уфимское плато. Его форму и внутреннее содержание еще предстоит определить, однако сейчас можно отметить его связь больше с платформенными структурами, чем со структурами орогенного типа.

Поперечная зональность Среднего Урала также выражается линейными поднятиями и прогибаниями, но их амплитуда и градиент деформаций не сопоставимы с амплитудами продольных деформаций. Они в несколько раз меньше (таблица). В междуречье Чусовой и Уфы в зависимости от высоты рельефа и высоты заложения цоколя коренных пород поперечная зональность проявляется по-разному.

Таблица сопоставления деформаций

Деформации	Размах рельефа, м	Градиент деформаций	Вертикальная дифференцированность	Скорость деформаций, см
Поперечные	100–200	1°40'–3°10'	Увалы и кряжи от 450 до 550 м с двумя и тремя ступенями рельефа	0,005–0,01
Продольные	380	6°10'	кряжи выше 550 м с четырьмя ступенями рельефа	0,02

В условиях сниженных цоколя и рельефа поперечная зональность практически полностью подавляет развитие продольных, или уральских, деформаций. В этих условиях помимо линейных деформаций появляются овалоподобные. Детальные исследования показали, что они отвечают относительно широким сбросовым и флексурным зонам, контролирующим накопление четвертичных отложений. Фундаментом, на котором

происходит их образование, является овальный раннегерцинский антиклинорий. Его цоколь в южном направлении, в сторону Южного Урала, постепенно воздымается, и одновременно с этим происходит его превращение в линейную структуру. В этих условиях поперечные деформации также видоизменяются. Широкие прогибания, отвечающие сбросовым деформациям, к югу сокращаются по ширине и преобразуются в узкие сбросовые зоны шовного типа. Поднятия за счет этого становятся более широкими. Одновременно с этим происходит сокращение мощности четвертичных отложений и увеличивается число эрозионно-денудационных ступеней. У продольных деформаций происходит ундуляция шарниров без изменения их геометрических размеров.

В условиях повышенных цоколя коренных пород и рельефа поперечная зональность практически полностью подавляется более активными продольными деформациями. Но у них по причине интерференции фиксируется нарушение осевых зон поднятий и их крыльев короткими и частыми поперечными сбросами, зонами повышенной трещиноватости и повышенной эрозией. Это приводит к некоторой невыдержанности простираний, появлению многочисленных седловин в рельефе и изометричных понижений и поднятий, т.е. структурный план становится ярко выраженным, перекрестным. Среди продольных деформаций фиксируются левосдвиговые кулисообразные сжатые структуры, которые пересекаются поперечными сквозными молодыми сбросами и флексурами.

Таким образом, в пределах сниженного цоколя образуются субвертикальные деформации растяжения, в пределах приподнятого – субвертикальные деформации сжатия. Это происходит в условиях развития субмеридиональных деформаций сжатия и субширотных деформаций растяжения. Как мы убедились, интенсивность растяжения может изменяться в широких пределах: от широких флексур до узких сбросовых зон.

Граница разнотипных субвертикальных деформаций выражена современными поперечными сбросовыми зонами, которые наследуют крупные раннегерцинские и также поперечные разрывные и складчатые деформации. В среднечетвертичное время разломные зоны оказались наследованными субширотным участком р. Нижняя Серга. Таким образом, Нижнесергинская сбросовая зона является зоной структурных (по типу деформаций и их интенсивности) и геодинамических (по напряженно-деформированному состоянию пород) несогласий.

Подобные поперечные деформации распространены в пределах осевой зоны поднятий Среднего Урала, Среднеуральского и Уфимского плато и западного склона Среднего Урала. Возможно, их развитие связано с условиями эволюции глубинных геодинамических систем.

Литература

1. Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г. Неотектоника Урала (проблемы и решения) // Геотектоника. 2001. № 5. С. 61-75.
2. Борисевич Д.В. Неотектоника Урала // Геотектоника. 1992. № 1. С. 57-67.
3. Дружинин В.С., Гуляев А.Н., Колмогорова В.В. и др. О тектонической природе Уральских землетрясений // Геофизика. 2004. № 3. С. 56-65.
4. Макеев В.М. Неотектоническая зональность района р. Салмыш (Оренбургская область) // Изменяющаяся геологическая среда: Тез. докл. Т. 1. Казань: КГУ, 2007. С. 364-368.
5. Сигов А.П., Сигов В.А. Новейшая тектоника Урала. Т. V. Изд-во СГУ, 1975. 104 с.
6. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

Н.А. Малышев¹, А.М. Никишин², С.С. Драчев³

Тектоническая история осадочных бассейнов российских арктических шельфов и сопредельной суши

Шельфовые моря российской Арктики имеют сложно устроенный и гетерогенный фундамент. В его состав входят Баренцевский неопротерозойский террейн с более древними блоками, Карский неопротерозойский террейн с предордовикскими деформациями, Центральнотаймырско-Уральско-Западносибирский позднепалеозойский ороген с сопряженными краевыми прогибами, Южно-Аньюйский реннемеловой аккреционный ороген, Новосибирско-Чукотский раннемеловой коллизионный ороген, Гиперборейский террейн с допозднедевонской орогенией, деформированный край Сибирской платформы. Как единая континентальная область Российская Арктика существует примерно с середины мела после закрытия Южно-Аньюйского океанического бассейна.

Для Российской Арктики характерны глубокие осадочные бассейны с типичной мощностью осадочного чехла более 10 км. Это указывает на их серьезный углеводородный потенциал.

¹ ОАО «НК Роснефть», Москва, Россия

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

³ ExxonMobil, Лондон, Великобритания

Осадочные бассейны значительно различаются по динамике происхождения и хронологии развития. Мы их разделим на Восточно-Баренцевский мегабассейн (включающий Южно-Баренцевский, Северо-Баренцевский и Святой Анны бассейны), Южно-Карский бассейн, Северо-Карский бассейн, Лаптевский бассейн, бассейны Восточно-Сибирского моря и бассейны Чукотского моря. Их краткие характеристики даны на рис. 1 и 2.

Восточно-Баренцевский мегабассейн как единая область начал формироваться с фазы позднедевонско-карбонowego рифтинга, местами достигающего до локального спрединга океанической коры. Дальнейшая его история была обусловлена пострифтовым термальным погружением, которое нарушалось фазами сжатия и инверсии примерно на границах триаса и юры и юры и мела и в позднем эоцене – олигоцене – квартере. С инверсионными структурами связаны основные месторождения углеводородов.

Южно-Карский бассейн является северным продолжением Западно-Сибирского мегабассейна. Его фундамент как единое целое сформировался в перми, после чего коллапс орогена дал старт ранне-среднетриасовому рифтингу и последующему пострифтовому региональному погружению. Это погружение нарушалось фазами сжатия и инверсии примерно на границах триаса и юры и в позднем эоцене – олигоцене. С инверсионными поднятиями связаны основные месторождения газа.

Северо-Карский бассейн имеет неоднородное строение и впоследствии может быть разделен на ряд бассейнов. Его общее погружение, вероятно, началось с фазы постколлизийного рифтинга в раннем ордовике, переросшего в региональное ордовикско-девонское-раннекарбонное погружение. Этот процесс был нарушен Тыймырской позднепалеозойской орогией и формированием гипотетических молассовых отложений. С триаса продолжилось синрифтовое-пострифтовое погружение, прерванное значительными компрессионными инверсионными деформациями примерно на границе триаса и юры в связи с финальной орогией на Таймыре и Новой Земле. Затем, с юры началось медленное платформенное погружение бассейна.

Лаптевский бассейн имеет гетерогенный фундамент (мезозоиды, герциниды и их краевой прогиб, продолжение края Сибирской платформы) и как единое образование начал формироваться с середины мела после коллапса мезозойского орогена с главной фазой рифтинга в конце мела – палеоцене перед раскрытием Евразийского бассейна. В дальнейшем бассейн развивался в обстановке пострифтового погружения с эпизодами транспрессии и транстенсии.

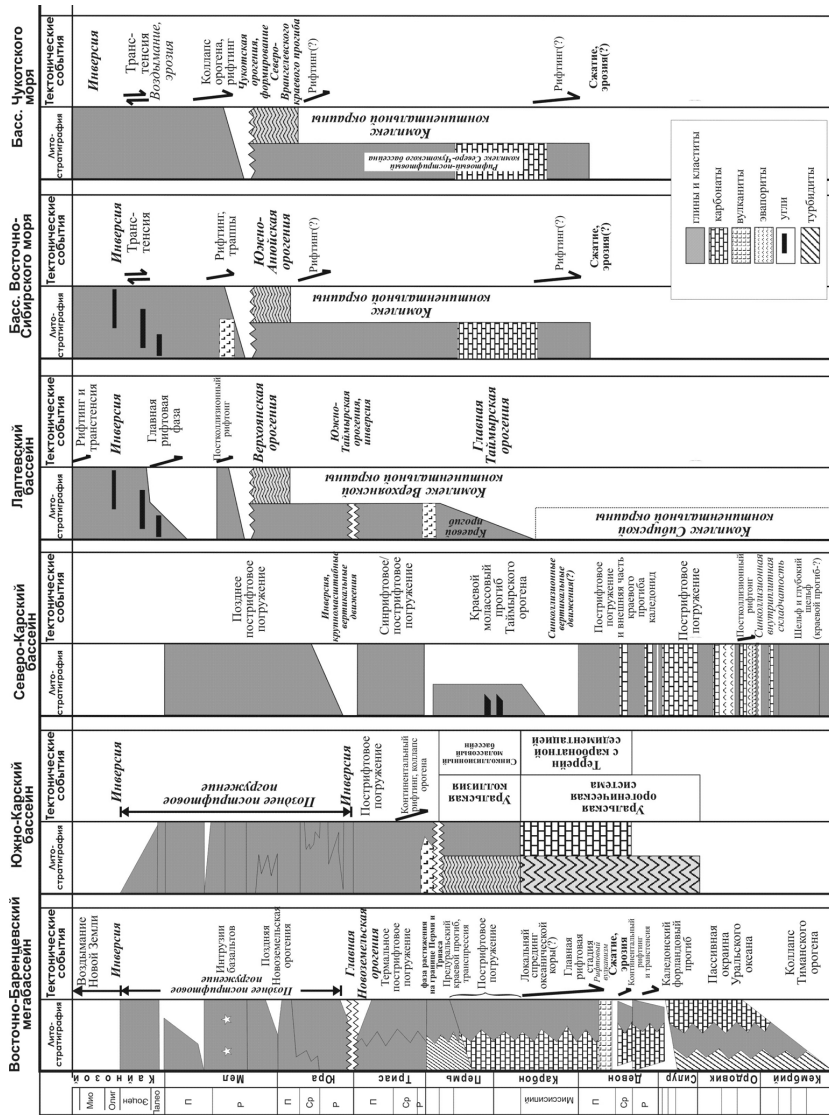


Рис. 1. Тектоностратиграфические схемы для основных осадочных бассейнов Российской Арктики

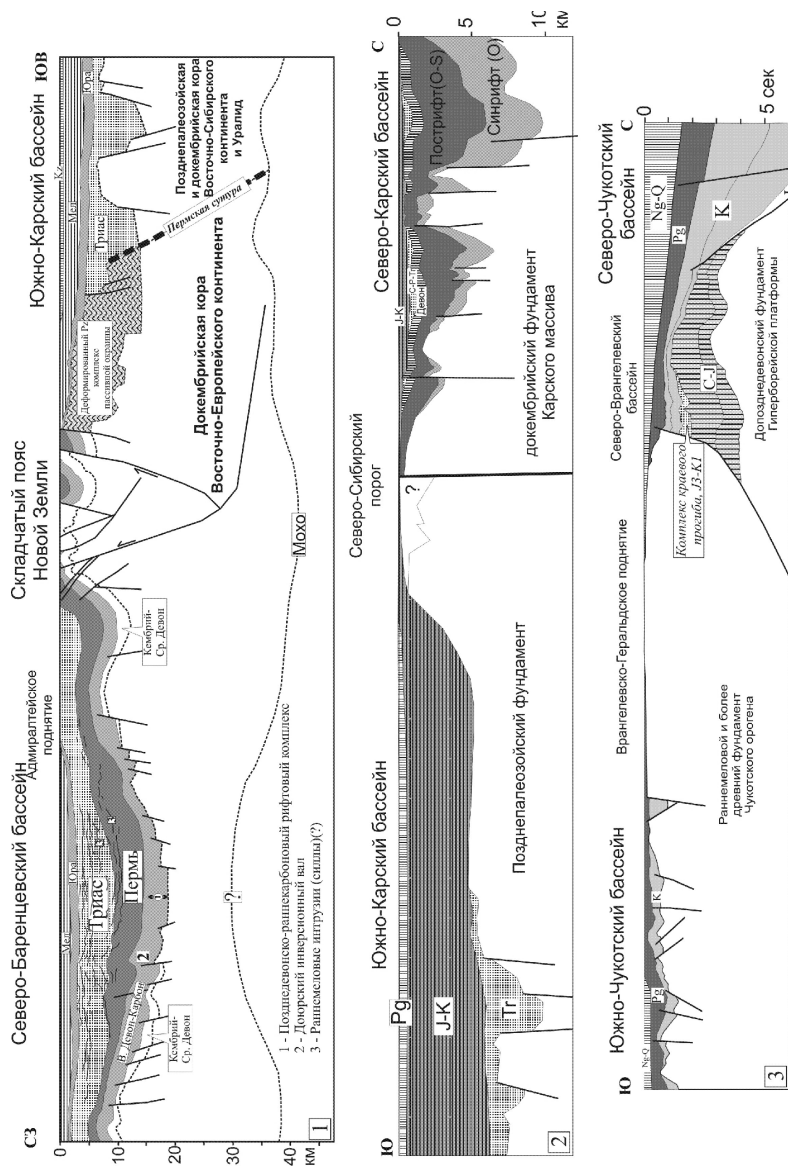


Рис. 2. Геологические разрезы через некоторые бассейны Арктики, построенные на основе интерпретации сейсмических профилей

1, 2 – разрезы для Баренцева и Карского морей (на основе данных «Севморгео» и МАГЭ), 3 – разрез для Чукотского моря (по данным ДМНГ)

Бассейны Восточно-Сибирского моря также имеют гетерогенный фундамент и начали формироваться с середины мела после завершения мезозойской орогении, но некоторые из них имеют и мощный палеозойский чехол.

В пределах Чукотского моря выделяются три основных бассейна: Северо-Чукотский, Северо-Врангелевский и Южно-Чукотский. Северо-Чукотский бассейн является рифтовым – пострифтовым, но хронология событий пока сложно устанавливается. Рифтовые фазы могли иметь место в позднем палеозое, в поздней юре – начале мела и в середине мела. Северо-Врангелевский бассейн является фрагментом юрско-неокомового краевого прогиба для Врангелевско-Брукского орогена. Под комплексом краевого прогиба имеется позднепалеозойско-триасовый чехол. Зона краевого прогиба испытала дополнительную фазу деформаций сжатия и воздымания в предпалеоценовое время. Южно-Чукотский бассейн является рифтовым–пострифтовым со значительной ролью сдвиговых деформаций. Различаются средне меловая и кайнозойская фазы рифтинга и неогеновые инверсионные и транспрессионные деформации.

**Н.А. Малышев¹, В.В. Обметко, А.А. Бородулин,
Е.М. Барина, Б.И. Ихсанов**

Тектоника осадочных бассейнов российского шельфа Чукотского моря

В последние годы в связи с появлением новых сейсмических данных резко возрос интерес исследователей к осадочным бассейнам восточной части арктического шельфа России, включая Южно- и Северо-Чукотский бассейны. Для данного региона, по нашему мнению, существует ряд проблем и принципиальных вопросов, требующих решения. Некоторые из них следующие:

1. Отсутствие скважин на севере и юге российской части акватории Чукотского моря, определяющее неоднозначное толкование строения разрезов осадочного чехла Северо- и Южно-Чукотского бассейнов.

2. Сопоставление волновых полей с аляскинской частью акватории Чукотского моря и корреляция отражающих горизонтов (ОГ) затруднительны, так как прогиб Ханна, развитый в осадочном чехле американского сек-

¹ ОАО «НК «Роснефть»», Москва, Россия

тора моря, по которому имеются данные бурения, отделен от Северо-Чукотского бассейна в российской части акватории крупной зоной горстов и грабенных с сокращенным стратиграфическим интервалом разреза.

3. Южно-Чукотский и Северо-Чукотский осадочные бассейны разделены складчато-надвиговой системой Врангеля–Геральда, что также затрудняет стратификацию осадочного чехла по субмеридиональным профилям, пересекающим оба бассейна.

4. Недостаточно охарактеризованы черты сходства и отличия в строении бассейнов перед фронтом складчато-надвигового пояса Брукса–Геральда–Врангеля в российском и американском секторах моря.

Эти, а также ряд других вопросов, в том числе связанных с оценкой перспектив нефтегазоносности этих бассейнов, таких как наличие и развитие по площади и в разрезе российского сектора Чукотского моря нефтематеринских и коллекторских толщ, влияние серии тектонических событий и крупных перерывов на сохранность скоплений УВ и другие, стояли и перед исследовательской группой Корпоративного научно-технического центра компании «Роснефть». Для их решения был использован традиционный бассейновый анализ с использованием комплекса современных данных, включающих:

- сейсмические данные ОАО «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ), TGS Норес и VesternGeko за 1990–2006 гг. в объеме 13 400 пог. км;
- материалы бурения на суше и шельфе Аляски (результаты ВСП, ГИС, стратиграфические разбивки и др.);
- данные по геологии прилегающей суши и островов, в т.ч. результаты Государственной геологической съемки 2008–2009 гг.;
- отчеты ДМНГ, ВНИИОкеангеология и других организаций и институтов;
- многочисленные публикации по российской и американской частям моря и прилегающей суше [1–4 и др.].

Стратификация отражающих горизонтов проводилась по аналогии с таковыми, выделенными на временных сейсмических профилях и в разрезах скважин в американском секторе Чукотского моря, а также с учетом основных перерывов в осадконакоплении, установленных в разрезах обнажений на суше (рис. 1). В качестве опорного горизонта для сопоставления волновых полей был выбран отражающий сейсмический горизонт в основании кайнозойского разреза (mBU), контролирующей кровлю ярко выраженного и хорошо опознаваемого по динамике в волновом поле сейсмического комплекса. В палеозойско-раннекайнозойском интервале разреза различных частей Новосибирско-Чукотско-Брукской складчатой системы и на шельфе Чукотского моря отчетливо проявлены пять региональных несогласий: позднедевонско?-раннекаменноугольное

(элсмирское, EU), предпозднепермское (PU), предпозднеюрское (JU), преапатское (LCU) и раннепалеоценовое (mBU).

На основе увязки сейсмических разрезов с американской частью акватории с использованием данных по скважинам Крэкерджэк и Колондаик в разрезе Северо-Чукотского бассейна выделено пять структурно-формационных комплексов: верхнедевонско-нижнекаменноугольный синрифтовый, среднекаменноугольно-среднеюрский пострифтовый, верхнеюрско-неокомский синрифтовый, апт-верхнемеловой пострифтовый (синколизационный) и кайнозойский пассивно-окраинный.

В строении осадочного чехла северной части российского сектора Чукотского моря имеются как черты сходства с таковым в американской части, так и отличия.

Северо-Чукотский бассейн расположен перед фронтом складчато-надвиговой области Врангеля–Геральда. Северной его границей является Андриановская зона конседиментационных поднятий. В пределах Северо-Чукотского бассейна выделяется Врангелевско-Геральдский выступ в зоне сочленения с одноименной грядой и крупный Северо-Чукотский прогиб, отделенный от выступа шарнирной зоной разломов.

В юго-восточной и юго-западной частях Северо-Чукотского бассейна вдоль зоны надвигов Врангеля–Геральда прослеживаются фрагменты передового прогиба, который, в отличие от передового прогиба Колвил (Аляска), занимает значительно меньшую площадь и менее выражен по мощности. Очевидно, это связано с развитием в российской части шельфа крупных выступов (Северо-Чукотская зона грабенов и горстов и Мамонтовое поднятие) служивших препятствием для его формирования. Врангелевско-Геральдский выступ также испытал мощный подъем в раннепалеоценовое время, в результате которого отложения передового прогиба были выведены на поверхность и в центральной части полностью денудированы.

Субширотное краевое поднятие, аналогичное валу Барроу (Аляска), в российском секторе Чукотского шельфа в современном структурном плане прослеживается лишь в зонах развития передового прогиба. Там, где последний отсутствует или удален, краевое поднятие наклонено в северном направлении в результате формирования Северо-Чукотского прогиба, в то время как его южная граница не выражена.

В основании элсмирского комплекса Северо-Чукотского бассейна выделяется Центральное-Чукотский рифтогенный прогиб (трог) субмеридионального простираения, выполненный отложениями раннекаменноугольного возраста (аналог формации Эндикот). Прогиб имеет сходство в строении с трогом Хана, прослеженным в основании осадочного чехла в западной части американского сектора моря (рис. 2).

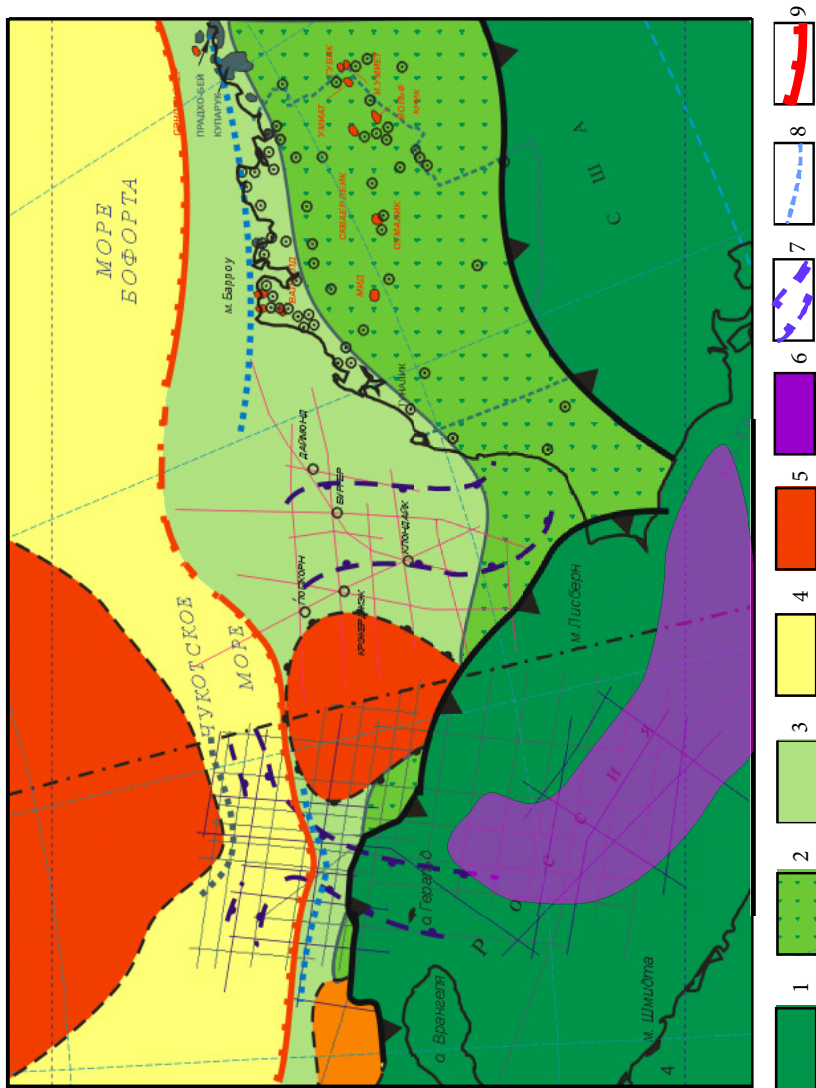


Рис. 2. Тектоническая схема российской и американской частей Чукотского моря.
 1 – складчатая система Врангеля–Брукса; 2 – передовая прогиб; 3 – платформенная часть; 4 – юрско-кайнозойские прогибы; 5 – палеоподнятия; 6 – бассейн Южно-Чукотский-Хуул; 7 – раннеэлемские рифтогенные прогибы, 8 – вал Барроу и аналогичные краевые поднятия; 9 – шарнирная зона разломов

Южно-Чукотский осадочный бассейн расположен в тыловой части складчато-надвиговой зоны Врангеля–Геральда на северо-западном продолжении бассейнов Коцебу и Хоуп, расположенных в американском секторе Чукотского моря. В истории его развития выделяются три основных этапа. В начальный этап (альб – поздний мел) образовались рифтогенные зоны прогибания, связанные, по-видимому, с коллапсом Чукотско-Брукского орогена. В палеоген-миоценовый период в регионе сохранялся режим растяжения, протекавший в позднем олигоцене – раннем миоцене с существенной сдвиговой составляющей. В это время аналогичными процессами был охвачен весь Восточно-Арктический сегмент, о чем свидетельствует широкое развитие присдвиговых структур растяжения в пределах шельфов морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского, а также прилегающей суши. Очевидно, что эти события были связаны с раскрытием Евразийского бассейна и, по-видимому, с фазой плитотектонических перестроек в ходе общей геодинамической эволюции арктического региона. В течение заключительного плиоцен-четвертичного этапа развития бассейна происходило относительно спокойное погружение региона.

Вышеописанные события нашли отражение в строении осадочного чехла в виде основных стратиграфических поверхностей несогласий, фиксируемых на региональных сейсмических профилях. Эти несогласия разделяют весь разрез бассейна на три структурных комплекса:

- нижний синрифтовый меловой (постнеокомский) с развитием грабенов, полуграбенов и разделяющих их поднятий;
- средний пострифтовый (P-N₁) с широким проявлением протяженных трансензионных структур северо-западного простирания;
- верхний синеклизный (N₂-Q), залегающий субгоризонтально и плащеобразно перекрывающий нижележащие комплексы и породы фундамента.

В центральной части Южно-Чукотского бассейна вдоль основной сдвиговой зоны, диагонально разделившей бассейн на две крупные мульды – Шмидта и Срединную, на участке ее коленообразного изгиба сформировалась антиклинальная зона со структурами типа «рор-ур». При удалении от этой сдвиговой зоны амплитуды и размеры положительных структур уменьшаются. Также отмечается угасание сдвиговой тектоники в направлении впадин Хоуп и Коцебу [4]. Сдвиги, как правило, произошли по реактивированным разломам нижнего структурного комплекса и фундамента, но в ряде случаев они являются новообразованными, имеют иную субширотную ориентировку и секут более ранние разломы.

Литература

1. Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Тектоника, этапы структурной эволюции и перспективы нефтегазоносности шельфа Чукотского моря (Российская Арктика) // Геология полярных областей земли. М.: ГЕОС, 2009. С. 85-89. (Материалы XLII Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Харитонова Л.Я. Геологическое строение и нефтегазоносность Восточно-Арктического шельфа России // Геология полярных областей земли. М.: ГЕОС, 2009. С. 266-271. (Материалы XLII Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. №3. С. 3-29.
4. Tolson R.B. Structure and stratigraphy of the Hope Basin, southern Chukchi Seas, Alaska // Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins: Beaufort Sea to Baja California / D.W. Scholl, A. Grantz, J.G. Vedder (Eds.). Houston, Texas: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series. 1987. Vol. 6. P. 59-71.

Ю.Ф. Манилов¹

Особенности тектоники Среднеамурского осадочного бассейна

Актуальность изучения бассейна обусловлена как практической значимостью – перспективы обнаружения углеводородов, так и чисто научной – эволюция в сложной тектонической обстановке.

Среднеамурский осадочный бассейн входит в состав Восточно-Азиатского грабенового пояса и является рифтогенной системой [1]. В современном виде состоит из системы грабенов и горстов. В настоящее время считается установленным фактом, что фундамент под осадками гетерогенен [2], однако картирование конкретных границ между докайнозойскими комплексами прямыми наблюдениями затруднительны. Сложность состоит в том, что большая часть рассматриваемой территории покрыта осадочным чехлом.

В настоящей работе сделана попытка посредством комплексного геолого-геофизического подхода эти границы установить. Задачей проведенных исследований было выявление особенностей строения фундамента осадочного бассейна, картирование магматических образований различного возраста.

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Использованные материалы:

1. Карты наблюденного поля силы тяжести Δg масштабов 1:200 000, 1:500 000.
2. Карты наблюденного магнитного поля.
3. Геологические карты территории масштабов 1: 200 000, 1:500 000.
4. Таблицы физических свойств горных пород.
5. Данные бурения.
6. Данные МОВЗ.
7. Данные ВЭЗ.

Итогом геофизических исследований явилось построение структурно-блоковой карты фундамента с наложенной системой разломных (разрывных) нарушений и размещением физических неоднородностей (плотностных, магнитных) с предполагаемой их геологической идентификацией.

Результаты

Построена сводная карта мощности осадочных отложений в грабенах депрессии. Глубины ряда грабенов достигают 2.5–3.5 км, что позволяет говорить о возможности наличия в основании разреза меловых отложений. Полученные данные близки к данным по бассейну Сяньцзян (южное продолжение Среднеамурской впадины на территории Китая), который является газоносным.

Составлена авторская схема дизъюнктивных нарушений для Среднеамурского осадочного бассейна (рисунок). Спектр направлений выделяемых разломов весьма разнообразен – от субширотной до субмеридиональной, однако преобладают северо-западное и северо-восточное направления. Наряду с основными дизъюнктивными элементами имеется большое количество разломов более низких порядков, которые могут быть границами между отдельными блоками земной коры внутри одной структуры.

В геодинамике региона наиболее изучены региональные сдвиговые системы северо-восточного простираения разломов Танлу и Центрально-Сихотэ-Алинского, которые контролируют ориентировку самого осадочного бассейна.

В *систему разломов Танлу* объединены разломы северо-восточной ориентировки, расположенные в широкой полосе от Малого Хингана на северо-западе, до Ханкайского массива на юге. Основными особенностями системы Танлу являются: рифтогенная природа разломов, начиная с позднего мела и до четвертичного этапа, и отчетливо проявленный сдвиговый характер перемещений по ряду нарушений. Наиболее протяженные и выдержанные из них (Ишу-Харпинский, Симминский и Маноминский) разломы четко фиксируются в виде градиентных зон поля

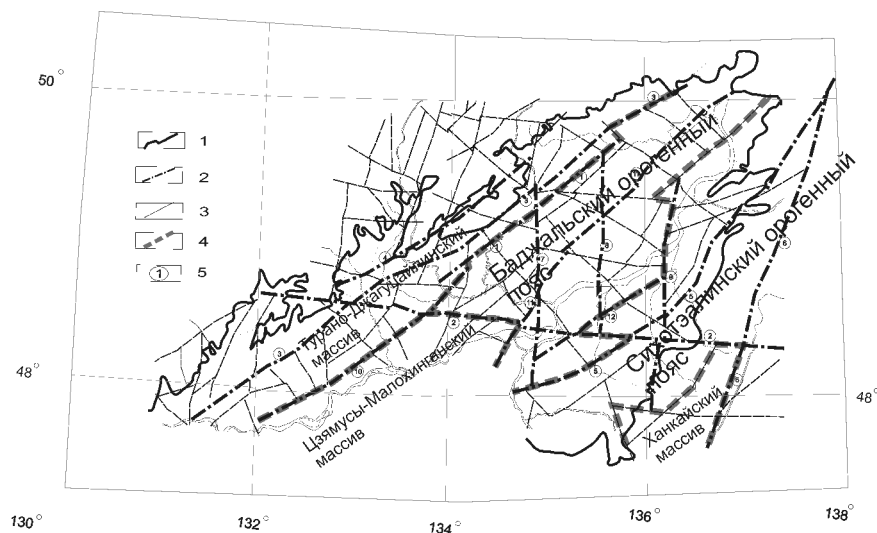


Рисунок. Структурная схема фундамента Среднеамурского осадочного бассейна с элементами дизъюнктивной тектоники

1 – граница бассейна; 2 – дизъюнктивные нарушения 1-го порядка; 3 – остальные дизъюнктивные нарушения; 4 – границы между основными тектоническими блоками; 5 – номера основных разломов: 1 – Алгинский, 2 – Суньхэ-Бирский, 3 – Ишу-Харпийский, 4 – Поликанский, 5 – Маномиинский, 6 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 7 – Даргинский, 8 – Дабандинский, 9 – Мухенский, 10 – Надеждинский, 11 – Симминский, 12 – Хехцирский

силы тяжести и фрагментарно поля ΔT . Важное значение имеет система разломов Алгинский–Надеждинский, которая фактически является границей между опущенной северо-западной и приподнятой центральной частями депрессии.

Субмеридиональные нарушения в центральной и восточной части бассейна продолжают ступень Ю.Ф. Малышева вдоль восточного обрамления Баджалского минимума гравитационного поля. Наиболее значительные из них: Даргинский, Дабандинский, Мухенский разломы, которые хорошо диагностируются в структуре поля силы тяжести зонами градиентов и высокопроводящими зонами на геоэлектрических разрезах по данным МТЗ.

До настоящего времени недооценивается роль *субширотных* дизъюнктивов, которые слабо диагностируются в чехле, но четко выделяются в гравитационном и магнитном полях. В частности, Суньхэ-Бирский разлом и его продолжение прослеживаются от Хингана до Сихотэ-Алиня; разлом имеет важное значение в тектонике региона. Вдоль него про-

исходит резкое изменение морфологии гравитационного поля. Ориентировка локальной аномалии Δg , как и ориентировка грабенов депрессии вдоль дизъюнктива меняется от северо-восточной до субширотной.

Уточнены латеральные границы пород фундамента, построена геолого-структурная карта, на основании которой удалось установить границы между основными тектоническими объектами фундамента.

Выводы.

В современной структуре бассейна выделяются 4 основных тектонических блока: западный, центральный восточный и южный.

- Наиболее динамичное опускание и осадконакопление в кайнозое характерно для грабенов западного блока, фундаментом которых вероятно являются докембрийско-палеозойские комплексы Туранского блока Турано-Чжангуацайлинского массива.

- Грабены, наиболее приподнятого центрального блока формировались в режиме кайнозойского поднятия и наложены на позднепалеозойские–мезозойские аккреционные комплексы Баджальского орогена.

- Осадконакопление грабенов восточного блока происходило на фоне мелового орогенеза Сихотэ-Алинского орогенного пояса, что замедлило динамику кайнозойского осадконакопления.

- Южная часть бассейна наложена на докембрийско-палеозойские комплексы Малохинганского блока Цзямусы-Малохинганского массива.

- На крайнем юго-востоке фундамент депрессии представлен структурами Ханкайского массива.

Литература

1. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. №3. С. 3-13.

2. Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 43-60.

К вопросу о структуре северного крыла складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа

Вдоль северного крыла складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа на дневной поверхности узкой полосой расположены выходы верхнемеловых (в основном маастрихтских) и палеогеновых отложений. В палеоцен-эоценовой части стратиграфического разреза, исторически связанной с началом позднеальпийского складкообразования, многие исследователи отмечают присутствие структурных несогласий и лавинной седиментации. В работах И.Г. Щербы отмечается наличие подводных оползней (гравитационных олистостром) в терригенном флише ильской свиты (нижний эоцен). По её данным, оползневые горизонты состоят «из окатанных и полуокатанных обломков и крупных глыб меловых известняков, поступавших с северного борта флишевого прогиба». Позднеэоценовые олистостромы отмечаются в долине р. Псебепс на северном и в районе п. Агой на южном склоне [1, 6]. Нашими исследованиями, проведенными в долине р. Убинки, установлено наличие в верхнепалеоцен-нижнеэоценовых отложениях мощной (более 800 м) олистостромовой толщи, строение которой свидетельствует о весьма значительной роли позднепалеоцен-раннеэоценовых движений в формировании альпийской структуры региона.

На основании проведенных нами полевых исследований и анализа микрофауны мы предполагаем принадлежность этой толщи, а также большей (если не всей) части разреза (расположенного между станицами Убинской и Азовской) к верхнепалеоцен-эоценовым отложениям. Наиболее мощная часть этого разреза представлена темными бескарбонатными (или слабокарбонатными) глинами и характеризуется комплексом фораминифер с преобладанием агглютинирующих форм. На отличительные особенности палеоценовых отложений Западно-Кубанской области, содержащих незначительное количество остатков раковин фораминифер и спорадически встречающиеся скопления «песчаных» фораминифер и радиолярий, указывали в своей работе Г.П. Леонов и В.П. Алимарина [5]. Многими исследователями отмечается широкое распространение в рассматриваемых отложениях переотложенных верхнемеловых форм. Кроме того, указывалось на наличие среди песчани-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

² Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

стых глин ильской свиты рассеянных окатанных обломков верхнемеловых мергелей [3]. Описание подобных отложений «фаций Горячего Ключа» было недавно произведено С.И. Ступиным. Для отложений этих фаций характерны темный цвет, в основном бескарбонатность, а также специфический комплекс фораминифер с преобладанием агглютинирующих форм. Помимо собственно осадков свиты Горячего ключа аналогичный характер отложений свойствен и вышележащей ильской свите нижнего эоцена, которая отличается присутствием прослоев песчаников и обломков меловых пород [7].

Рассмотрим структуру описываемого участка с юго-востока на северо-запад от ст. Убинской до ст. Азовской (рисунок). Палеоцен-эоценовые отложения толщи образуют несколько складок с постепенным общим погружением в сторону Западно-Кубанского краевого прогиба. В самой станции Убинской (в отличие от субвертикально залегающих нижнемеловых отложений северного крыла Малоубинской синклинали) нижнепалеоценовые отложения свиты циче залегают с нормальными падениями в южных румбах (сам контакт между близко расположенными нижнемеловыми и палеогеновыми породами не обнажен). Нижнепалеоценовые отложения представлены преимущественно зеленоватыми мергелями общей мощностью более 500 м [2] и образуют антиклинальную складку субширотного (до восток-северо-восточного) простирания с углами падения на крыльях до 60°.

На северном крыле описанной складки мергели сменяются переслаиванием известняков, мергелей и глин. В глинах отмечаются глыбы до 2.5 м (сложенные чередованием песчаников, мергелей и известняков). Из вмещающих отложений определена верхнепалеоценовая микрофауна (*Radiolaria* и комплекс бентосных агглютинированных родов *Ammodiscus* sp., *Cyclamina* sp., *Glomospira charoides*, определения В.Н. Беньямовского). Севернее (и стратиграфически выше по разрезу) залегают темно-серые мягкие глины, содержащие глыбы известняков (с хардграундом) до 0.5 м и слагающие небольшую синклираль. Из темно-серых глин определен комплекс агглютинирующих бентосных фораминифер: *Bathysiphon nodosariaformis* Subbotina, *Haplophragmoides tenuis* Cushman, *Bigenerina plana* Subbotina, *Bolivinosia rosula* Ehrenberg, *Textularia agglutinans* d'Orb (определения Л.Ф. Копаевич). Подобный комплекс указывается для отложений верхнего палеоцена – нижнего эоцена Северо-Западного Кавказа [4]. Севернее расположена антиклиналь, в ядре которой вновь обнажается переслаивание известняков, мергелей и глин. Здесь находятся глыбы верхнемеловых пород и крупная олистоплака интенсивно трещиноватых известняков маастрихта с *Globotruncana arca* Cushman, *G. rosetta* (Carsey), *G. majzoni* Sacal et Debourle, *G.*

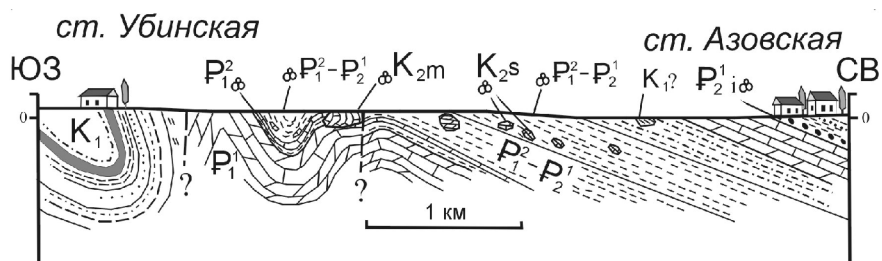


Рис. 1. Схематический геологический разрез вдоль долины р. Убинки с местами определения микрофауны

mariei Banner et Blow, *G. ventricos* Maslakova, *G. plummerae* Gandolfi, *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *C. morozovae* Vassilenko, *Globotruncanita stuarti* (Lapparent), *Gansserina gansseri* (Both), *Rugoglobigerina macrocephala* Bronnomann, *R. hexacamerata* Bronnomann (комплекс планктонных фораминифер нижнего маастрихта – определения Л.Ф. Копаевич). Размеры олистоплаки не менее 200 м в поперечнике, а элементы залегания маастрихтских известняков в олистоплаке отличаются от выдержанного залегания вмещающих пород.

Восточную периклиналь и северное крыло антиклинали слагает мощная толща темных бескарбонатных глин общей мощностью более 800 м. В разных частях толщи в глинах присутствуют редкие тонкие прослои алевролитов, сидеритов и мергелистых конкреций. Кроме того, в ходе проведенных нами исследований в толще были отмечены многочисленные глыбы и включения разных по размеру и возрасту обломков. Размеры глыб колеблются от 0.2 до 3 м. При этом крупные глыбы часто неокатанные, угловатой формы. Из глыб определена микрофауна сеномана (определения Л.Ф. Копаевич): *Rotalipora globotruncanoides* (Sigal), *R. Appenninica* (Renz), *R. greenhornensis* (Morrow), *R. deecke* (Fraïike), *Hedbergella planispira* (Tarpan), *H simplicissima* (Hagn et Zeil), *H delrioensis* (Carsey).

Требуется уточнения роль нижнемеловых отложений в структуре более северного участка, так как по данным А.Ф. Земченко [3] и С.Г. Корсакова (устное сообщение) здесь имеется область развития нижнемеловых (апт-альбских) отложений. Тщательный анализ микро- и макрофауны должен позволить установить принадлежность этих выходов либо к коренным нижнемеловым отложениям, либо к образованиям продолжающих олистостромовую ассоциацию глыб и олистоплак, находящихся в эоценовом (ипрском) матриксе.

Южнее ст. Азовской темные глины сменяются переслаиванием светлых известняков, мергелей и глин, на которые на северной окраине

ст. Азовской, в свою очередь с размывом (в основании наблюдается базальный горизонт рыхлого крупнозернистого – до 2 мм – песчаника, а в глинах наблюдаются неокатанные и полуокатанные обломки зеленоватых мергелей) ложатся алевритистые глины, из которых определена микрофауна: *Morozovella formosa*, *Subbotina inaequispira* (*Subbotina*) и др., характеризующая вторую половину среднего ипра – зона *Morozovella lensiformis* (*Subbotina*), соответствующая уровню зыбзинской свиты (определения В.Н. Беньямовского). Севернее палеоцен-эоценовых отложений выходят все более молодые горизонты, которые полого погружаются к северу, в сторону Западно-Кубанского прогиба.

По нашему мнению, описываемая толща соответствует уровню свиты Горячего ключа, ильской и зыбзинской свит. В толще встречаются глыбы меловых пород и олистоплаки субфлишевых верхнемеловых (маастрихтских) пород. Верхнемеловые породы имеют следы тектонизации (зеркала скольжения, жилы), которые не прослеживаются во вмещающем их матриксе. Таким образом, можно сделать вывод о проявлении перед ипрским временем или собственно в ипрское время довольно существенных тектонических движений.

Палеоцен-эоценовые отложения участка с моноклинальным залеганием (южнее ст. Азовской) в свою очередь также осложнены в последующее время тектоническими нарушениями, которые здесь проявлены системой левых сдвигов с азимутом простирания СВ 20–30°. Амплитуды смещения по сдвигам от 0.4 до 5 м. Другая система сдвигов – с азимутом простирания СВ 70° (Аз пд 140∠55°). Системы выполнены кальцитом (до 4 см) и часто приоткрыты (имеют раздвиговую составляющую). При изучении тектонической трещиноватости также отмечены зеркала скольжения со сдвиговым характером штриховок, фиксирующие обстановку субгоризонтального сжатия со сдвиговым тектоническим режимом, характеризующимся субмеридиональной ориентировкой максимальных сжимающих напряжений.

Литература

1. Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Щерба И.Г. Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне Западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 6. С. 32-43.
2. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 760 с.
3. Земченко А.Ф. Геологическая карта СССР. М-б 1 : 200 000. Сер. Кавказская, лист L-37-XXVII. М.: М-во геол. РСФСР, СКГТУ, 1978. 108 с.

4. *Лаврицев В.А., Греков И.И., Башикиров А.Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кавказская, лист К-37-IV. Объяснительная записка. СПб: 1999. 105 с.

5. *Леонов Г.П., Алимарина В.П.* Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. М.: Изд. МГУ. 1964. 203 с.

6. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В.* Палеогеновые олистостромы и возраст складчатости Северо-Западного Кавказа // Материалы V региональной научно-технической конференции «Вузовская наука – Северо-Кавказскому региону». Ставрополь. 2001. С. 31-32.

7. *Ступин С.И.* Фораминиферы и особенности формирования верхнепалеоценовых отложений Северо-Восточного Пери-Тетиса // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2004. Т.12, №3, С. 87-99.

Ю.Г. Маринова¹

Новые данные о структуре осадочного чехла Восточно-Индийского хребта

Восточно-Индийский хребет (далее ВИХР) – одно из крупнейших поднятий в рельефе дна Мирового океана, традиционно относимое к категории так называемых глыбовых или асейсмичных хребтов. Протягиваясь более чем на 5 тыс. км вдоль 90° в.д., ВИХР занимает ключевое положение в структуре северо-восточной части Индийского океана, связывая подножие Австрало-Антарктического срединного хребта с континентальной окраиной Евразии в районе Бенгальского залива.

Новые геолого-геофизические исследования были выполнены на Восточно-Индийском хребте в 2007 г. в рейсе #KNOX06RR НИС «Роджер Ревел» (США) при участии О.В. Левченко (ИО РАН). Геофизическая съемка включала в себя батиметрию с многолучевым эхолотом, высокочастотное сейсмоакустическое профилирование, магнитометрию и гравиметрию. На 7 полигонах было проведено детальное многоканальное сейсмопрофилирование (более 3600 км сеймопрофилей) [1]. В пределах четырех из них расположены хорошо изученные скв. 758, 216, 214 и 253, пробуренные в рамках программ глубоководного океанического бурения (ODP, DSDP).

Детальная батиметрия с многолучевым эхолотом выявила существенные изменения морфологии вдоль протяжения хребта и множество подводных молодых вулканических построек на его своде, особенно в

¹ Институт океанологии им П.П. Ширшова (ИО) РАН, Москва, Россия

южной части хребта. По простиранию выделяются блоки протяженностью 50–80 км, разделенные разломами СВ простирания с амплитудой 0.7–1 км. В северной части от 10° с. ш. до экватора хребет представлен отдельными, хорошо выраженными вулканическими сооружениями. Далее от экватора до 10° ю.ш. хребет сужается и, наконец, южнее 10° ю.ш. начинается «высокая» часть хребта, где он представлен узкими протяженными структурами. Между блоками имеются крупные седловины в рельефе дна и фундамента.

По результатам обработки сейсмических данных и сопоставления их со скважинами осадочный чехол ВИХР состоит из двух структурных толщ: верхней, в которой, начиная со среднего эоцена, была нормальная пелагическая седиментация, и нижней, представленной сложным парагенезом субаэральных, мелководно-морских и глубоководных фаций. На двух полигонах, расположенных в северной части хребта, в нижней структурной толще удалось выявить и проследить новый отражающий горизонт. При корреляции со скв. 758 выяснено, что он обусловлен изменением литологического состава и соответствует границе между пачкой вулканических глин и туфов и перекрывающей их пачки микарбового мела. Анализ новых данных НСП позволил выявить широкое распространение в фундаменте и нижней части осадочного чехла сбросовых структур. Например, на первом полигоне на профиле 1 отчетливо выражено сбросовое нарушение СЗ простирания с амплитудой смещения около 150 м. На всем протяжении ВИХР развиты грабенообразные структуры шириной до 15 км, по-видимому, тектонического генезиса, которые заложены на ранней стадии формирования хребта. Они заполнены осадками мощностью до 1 км, а сам этот осадочный комплекс осложнен системой молодых сбросов с амплитудой смещения фундамента до 50 м.

Таким образом, для данного участка ВИХР можно говорить по крайней мере о двух разновозрастных системах тектонических нарушений. Наблюдаемая в настоящее время в северном сегменте ВИХР высокая сейсмичность свидетельствует о неотектонической его активности, т.е. в истории формирования северной части ВИХР, по-видимому, существовало несколько этапов тектонической активности. Разломы больше распространены в южной части хребта, где они часто выражены в рельефе дна рассекающими хребет каньонами. На основании этого можно сделать вывод о периодической тектонической активизации и на весь хребет. Южный участок ВИХР является следующим объектом нашего исследования.

Для интерпретации структуры осадочного чехла ВИХРа был выполнен сейсмостратиграфический анализ обобщенных данных непрерывного сейсмопрофилирования на основе региональных результатов глубо-

ководного бурения с использованием геолого-геофизических данных, полученных в рейсе «Роджер Ревелл». Построены и проанализированы опорные сейсмостратиграфические и структурно-тектонические разрезы; проведено обобщение, обработка и интерпретация имеющихся фактических геолого-геофизических данных, собранных в рейсах научно-исследовательских судов и при спутниковых наблюдениях. Все это позволило нам существенно уточнить имеющиеся представления об эволюции Восточно-Индийского хребта.

Литература

1. Левченко О.В. Рейс #KNOX066RR научно-исследовательского судна «Роджер Ревелл» 2007 г., геолого-геофизические исследования на Восточно-Индийском хребте // Океанология. 2009. Т. 49, № 6.

Н.Ю. Матушкин¹, В.А. Верниковский¹

Формирование и эволюция Татарско-Ишимбинской и Приенисейской сутурных зон в аккреционно-коллизонной структуре Енисейского кряжа

Енисейский кряж является складчато-надвиговым поясом неопротерозойского возраста в юго-западном обрамлении Сибирского кратона. В его структуре выделяются несколько террейнов [12], среди которых Ангаро-Канский гранулитогнейсовый террейн палеопротерозойского возраста, включающий таракский гранитоидный массив; Восточно-Ангарский террейн мезо(?)–неопротерозойского возраста, сложенный терригенно-карбонатными отложениями пассивной континентальной окраины Сибирской платформы; Центрально-Ангарский составной террейн, в который объединяются терригенно-карбонатные отложения мезо(?)–неопротерозойского возраста, образованные в обстановке пассивной континентальной окраины, и несколько неопротерозойских гранитоидных комплексов, и неопротерозойские Исаковский и Предивинский террейны островодужной природы, содержащие фрагменты океанической коры (рисунок).

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

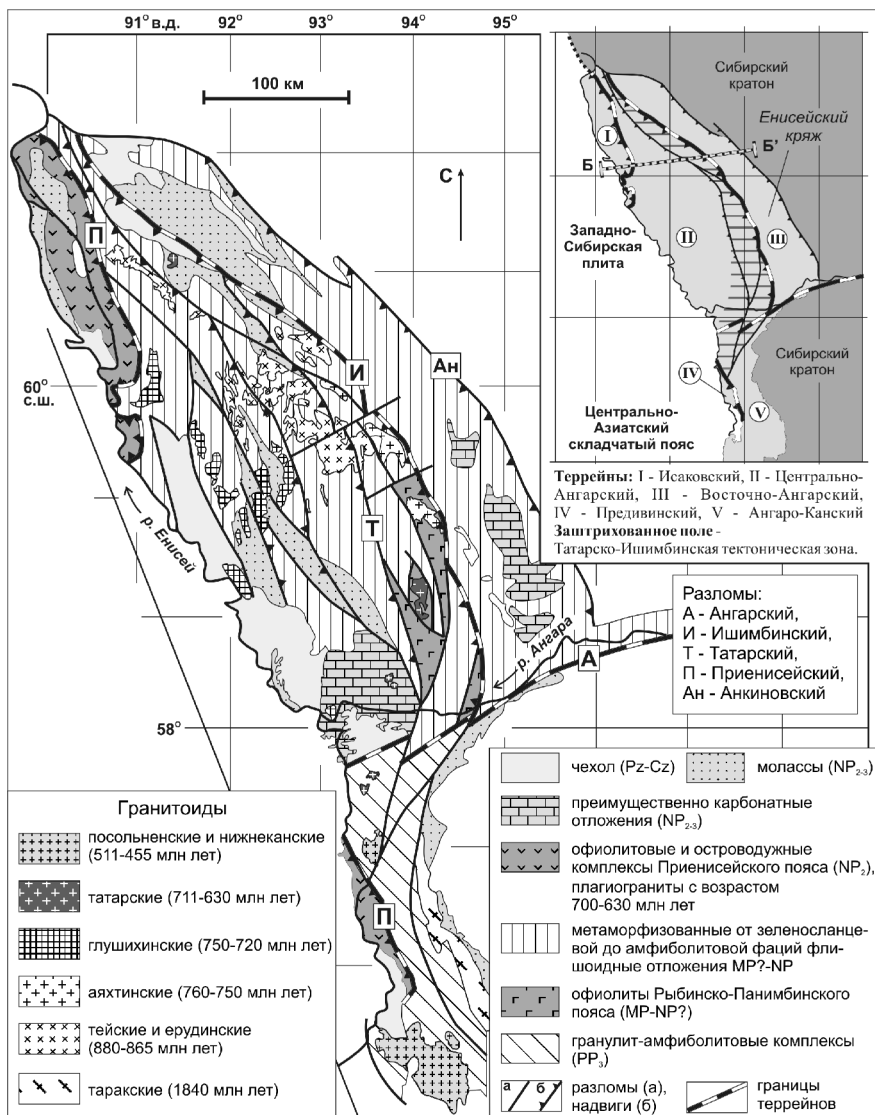


Рисунок. Схематическая тектоническая карта Енисейского кряжа.

Составлена по [1] с дополнениями.

Линия Б-Б' на врезке – фрагмент геотраверса «Батолит»

Ишимбинская зона разломов, отделяющая Восточно-Ангарский террейн от Центрально-Ангарского, протягивается практически от устья р. Подкаменная Тунгуска до Ангары, где она смещает Ангарский разлом. В ассоциации с Татарским разломом Ишимбинская зона разломов формирует Татарско-Ишимбинскую сутурную зону [2]. Эта сутурная зона маркирует зону коллизии Центрально-Ангарского террейна и Сибирского кратона и включает в себя пояс Рыбинско-Панимбинских офиолитов предположительно мезопротерозойского возраста. Татарско-Ишимбинская сутурная зона также является единственным местом локализации коллизионных гранитоидов аяхтинского комплекса (760–750 млн лет) и интрузивных тел татарского комплекса активной континентальной окраины (711–630 млн лет). Два гранитоидных массива, входящие в татарский комплекс, – Чистопольский (683±6 млн лет – [3]) и Ягодкинский (682±7 млн лет – неопубликованные данные), сложенные лейкогранитами и сиенитами, соответственно, расположены на продолжении Татарско-Ишимбинской зоны в структуре Ангаро-Канского террейна. По геофизическим данным, Ишимбинская зона разломов маркируется положительной гравитационной аномалией [6] и уверенно трассируется на глубину более 5 км, с падением в западном направлении, постепенно выполаживаясь, и смещается более молодой границей – между Сибирским кратоном и Западно-Сибирской плитой на глубине 25 км [9–11].

Приенисейская зона разломов является границей, отделяющей Исаковский и Предивинский террейны от Центрально-Ангарского и Ангаро-Канского террейнов, соответственно. В ее северной части, в зависимости от интерпретации сейсмических данных, она уходит на глубину от 5 до 15 км [5, 8, 10] с падением плоскости сместителя на запад и соединяется с современной западной границей Сибирского кратона. Приенисейская зона разломов прослеживается на территории Енисейского кряжа в северо-восточной части Исаковского террейна и в зоне сочленения Предивинского и Ангаро-Канского террейнов по положительной гравитационной аномалии (до 16 мГал) [6]. Данная зона разломов может также интерпретироваться как северо-западное продолжение Главного Саянского разлома [7].

Таким образом, для Ишимбинской и Приенисейской зон разломов характерны свойства тектонических швов: ассоциация с офиолитами и островодужными комплексами, а также четкая связь с ними ареалов распространения массивов некоторых гранитоидных комплексов. Большая глубина залегания плоскостей сместителей этих зон разломов доказывается сейсмическими данными, а приуроченность к ним пород офиолитовой ассоциации проявлена в виде протяженных аномалий в магнитном и гравитационном поле. Аккреционно-коллизионные процессы при-

вели к формированию в сутурных зонах чешуйчатой структуры нескольких порядков. Детальные структурные исследования деформированных пород на отдельных участках Татарско-Ишимбинской и Приенисейской сутурных зон показали, что они представлены совокупностью разломов сдвига-взбросовой кинематики, делящих зоны сочленения террейнов на тектонические чешуи с закономерными изменениями разрывных и пликативных деформаций.

Аккреционно-коллизонная модель формирования структуры Енисейского кряжа [1] предусматривает два этапа причленения террейнов к окраине Сибирского кратона – что приводило к заложению исследуемых тектонических швов. Напряжения субширотного и северо-восточного (в современных координатах) сжатия в Ишимбинской и Приенисейской сутурных зонах обусловили субмеридиональную, северо-западную ориентировку большинства деформационных структур Енисейского кряжа: осей складок и ассоциирующих с ними разломов более мелких порядков, а также региональной сланцеватости. Субпараллельная ориентировка как самих зон разломов, так и ассоциирующих с ними офиолитов и сшивающего аяхтинского гранитоидного комплекса указывает на то, что причленение блоков происходило в одном общем направлении. Северо-западное направление оказалось унаследованным и при дальнейшей эволюции структуры Енисейского кряжа. Гранитоиды, щелочные сиениты и карбонатиты татарского комплекса активной континентальной окраины расположены исключительно в Татарско-Ишимбинской сутурной зоне и образуют цепочку по ее простиранию. Другими признаками эволюции сутурных зон являются девонский $Ag-Ag$ изотопный возраст слюд в Приенисейской тектонической зоне и внедрение по оперяющему ее разлому лейкогранитов Порожинского массива, относимых к девонскому рифтогенному магматизму [4]. Роль Приенисейской сутурной зоны как области, благоприятной для становления интрузивных тел, подтверждается также наличием массивов щелочных и субщелочных пород раннетриасового возраста, характерных для периферических зон проявлений траппового магматизма. В Татарско-Ишимбинской сутурной зоне траппы проявлены в ее северной части – в Вороговском грабене. Итак, во время формирования и эволюции Ишимбинской и Приенисейской сутурных зон тектономагматические события в их пределах имели место в неопротерозое (при их заложении), в среднем девоне и в раннем триасе.

Литература

1. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 35-52.

2. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рафтогенеза или аккреционных событий? // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 1. С. 90-94.

3. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 5-21.

4. Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Верниковская И.В., Ларионов А.Н., Травин А.В. Среднепалеозойский и раннемезозойский анорогенный магматизм Южно-Енисейского кряжа: первые геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2010. Т. 51 (в печати).

5. Горюнов Н.А. Региональные сейсморазведочные работы МОГТ и электроразведочные работы МТЗ по маршруту «Батолит» // Отчет Семиреченской к/п № 1/ 95-2002 за 1995–2002 гг. Енисейск, 2002. С. 200.

6. Гравиметрическая карта СССР, листы О-46, Р-46. М.: ВНИИГеофизика, 1965.

7. Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.

8. Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 76-85.

9. Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В., Гришин М.П., Краевский Б.Г., Ларичев А.И. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 8. С. 154-165.

10. Хераскова Т.Н. Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника. 1999. № 1. С. 15-27.

11. Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И. Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее – раннем палеозое // Геотектоника. 2009. № 2. С. 37-56.

12. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. Vol. 375. P. 147-168.

Геодинамическая эволюция Филиппинского моря

Филиппинское море среди морей восточной окраины Азии занимает особое место. Это наиболее крупный по площади бассейн, его котловина со всех сторон окружена активными островными дугами, от материка она отделена морями, а от Тихого океана – глубоководными желобами. С океаном море сопоставимо по средней глубине (4108 м), мощности осадочного слоя (не более 500 м) и типу земной коры его фундамента. Бассейн не отмечен сейсмической и вулканической активностью, но расчлененность дна свидетельствует об интенсивности эндогенных процессов в прошлом. Практически пополам морская впадина с севера на юг разделена подводным хребтом Кюсю-Палау. Её восточная половина отличается новообразованной океанической корой и высокими значениями теплового потока.

Существуют свыше десятка моделей происхождения Филиппинского моря [3, 8, 9]. Среди них: 1) геосинклинальная, 2) деструкции и океанизации прежде материковых областей, 3) отчленение части Тихого океана, 4) рифтинга. Убедительное подтверждение со стороны геолого-геофизических данных получили модели растяжения земной коры. Как варианты рассматриваются: «бреши» (gaps) в земной коре позади движущегося континента; «ромбоазмы» У. Кэри – следствие общего расширения Земли; модели спрединга от континента Дж. Паккэма и Д. Фалви [5] и задугового спрединга Д. Карига [6]. Предложенные в 30–70-е годы прошлого века модели в основном исходят из разных концепций развития Земли. Они отличаются однозначно линейным подходом к развитию геодинамических систем и применялись для всех без исключения окраинных бассейнов. При этом не принимались во внимание вопросы геодинамической эволюции морских впадин, хотя данные геологических исследований однозначно указывают на различие геодинамических обстановок формирования морских впадин.

За последние десятилетия выделились новые подходы в теории развития Земли. Ю.М. Пушаровский развивает идею нелинейной геодинамики, предпосылкой которой служит нестабильность геосферных сред [6]. Новый вклад в развитие тектоники плит, как представляется, вносит понятие Ю.Г. Леонова (2001 г.) о геодинамической обстановке, которая меняется в среде со структурой. Ориентация на нелинейную геодинами-

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

ку при расшифровке истории развития конкретной геологической системы предусматривает выявление отклонений от общей последовательности тектонического процесса. На них могут указывать деформации земной коры, отражённые в рельефе её поверхности. Изучение рельефа как индикатора неотектонических деформаций коры предусматривает выделение и описание структурных форм земной поверхности, имеющих устойчивые связи в пространстве – геоморфологических формаций (формаций рельефа). Такой подход к изучению тектономорфных деформаций предусматривает применение комплекса батиметрических, морфологических и геологических методов исследования. Его мы использовали для изучения геодинамической истории впадины Филиппинского моря.

Критический анализ материалов бурения и данных драгирования, полученных в конце 80-х и начале 90-х годов прошлого века в экспедициях ДВО РАН, позволяет по-новому взглянуть на вопросы происхождения и эволюции основных структур и в целом впадины Филиппинского моря. Были получены принципиально новые данные о геологическом строении хребта Кюсю-Палау, а также по другим структурам, в частности, по глубоководным котловинам, крупным изометричным и линейным глыбовым поднятиям и разломам – протяженным линейным зонам тектонически расчлененного рельефа. Они располагаются в абиссальной части моря, имеют различное простирание, характеризуются разными (до первых тысяч км) размерами и в различной степени выражены в рельефе дна. Этот тип структур можно рассматривать как один из индикаторов происхождения и эволюции впадины Филиппинского моря. В частности, существование крупных эскарпов и разломных зон в глубоководных котловинах со сдвиговыми перемещениями блоков коры вдоль них свидетельствует о тафрогенной деструкции земной коры в кайнозой.

В нашем исследовании решались задачи: 1) выделение структурного рисунка поля деформации Филиппинского региона, 2) анализ морфотектоники Филиппинского моря и его обрамления, 3) определение геодинамических агентов деформации морской впадины, 4) корреляция тектономорфных событий региона в кайнозой. Для этого использовались следующие материалы:

- 1) данные спутниковой альтиметрии (база данных ETOPO 1');
- 2) материалы промеров дна морей и геолого-геофизических исследований, в том числе, с личным участием авторов;
- 3) геоморфологические, геофизические и геологические карты, составленные также при участии авторов.

В этой работе рассматриваются особенности деформации впадины Филиппинского моря. Её изучение осуществлялось методом структурно-парагенетического анализа, который заключается в выделении и описании

тектонических формаций. Они выделяются по особенностям строения структур, вещественному составу и возрасту слагающих их пород.

По морфологическим признакам прежде всего обращает на себя внимание ромбическое очертание структурного рисунка поля деформаций морской впадины. Такую морфологию, предположительно, может приобрести ранее структурированная часть поверхности земной коры под влиянием геодинамических напряжений, направленных одновременно со стороны близлежащих Азиатского и Австралийского материков. К ней относится западный выступ Тихоокеанской плиты, большая часть которого занимает впадина Филиппинского моря. Этот выступ, как мы полагаем, образовался в процессе косоугольного скольжения Австралийской плиты в северо-восточном направлении в эоценовое время. Её перемещение относительно Тихоокеанской плиты явилось результатом длительного и сложного взаимодействия Азиатского континента, Тихоокеанской и Австралийской плит. Об «агрессии» Индо-Атлантического сегмента, частью которого является Австралийская плита, в отношении Тихоокеанского писал Ю.М. Пущаровский [7].

В этой сложной геодинамической обстановке реализовывались отчетливо заметные, в основном, сдвиго-сколовые линейные деформации океанской плиты (разломы разного уровня заложения, размера, морфологии, генезиса и направлений). Положение остаточного океанического клина на стыке литосферных плит проявилось, главным образом в дискордантной организации структурного рисунка впадины Филиппинского моря. По характеру деформаций выделяется два морфодинамически разделенных хребтом Кюсю-Палау.

Западная часть впадины (Западно-Филиппинская котловина) отличается преобладанием структур северо-западного и субширотного простирания, которые вблизи хребта разворачиваются на северо-восточного и прерываются. Они вновь проявляются за пределами котловины в Тихом океане в виде трогов, горных цепей и вулканических поднятий. На западной границе Филиппинского моря впадины отмечаются линеаменты северо-восток и субмеридионального простирания. Сопоставление структурного плана западной части моря и прилегающей части Тихого океана свидетельствует о реликтовой природе Западно-Филиппинской котловины.

Для восточной части Филиппинского моря (восточнее хребта Кюсю-Палау) характерны субмеридиональные и близкие к ним простирания структур. К ним относятся линейные межгорные впадины и рифты разной протяженности, хребты и цепи вулканических построек разного размера. По простиранию с ними конформны глубоководные желоба, отделяющие морскую впадину от Тихого океана. Особенности структурного плана восточной части котловины Филиппинского моря указы-

вают на её отчетливо выраженный наложенный характер по отношению к Западно-Филиппинской котловине и прилегающей части Тихого океана, что свидетельствует о её новообразованной природе.

Принадлежность к меридиональному суперлинеamentу 140° морфоструктуры восточной половины моря составляет её особенность. Суперлинеament протягивается от Арктики до Австралии и Тасмании [2, 4]. Его отдельные нарушения описаны разными авторами как трансрегиональные глубинные разломы, системы сдвигов и мегасдвигов, надвигов или сбросов. Н.А. Богданов на его месте выделяет трансформный разлом, разветвляющийся в Японии и на Сахалине [1], в пределах которого повсеместно развиты структуры сжатия, что характерно для деформаций границ взаимодействующих плит. Морфоструктуры восточной части Филиппинского моря отвечают всем этим особенностям. Геологические реконструкции структурного рисунка восточной части впадины приводят к выделению среди них вулканогенных и дизъюнктивных комплексов формаций остаточной дуги Кюсю-Палау, объединенных новообразованных бассейнов Сикоку – Паресе-Вела и Идзу-Марианской горной системы, объединяющей хребты, возвышенности и впадины. Они последовательно формировались в условиях косоого скольжения Австралийской плиты относительно Тихоокеанской от эоцена до современного времени.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН (проект № 09-III-A-07-32).

Литература

1. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
2. Geology of the Northern Philippine Sea. Japan, Tokyo: Tokai Univ. Press, 1985. 288 p.
3. Geology and Geophysics of the Northern Philippine Sea. Tokyo, 1995. 406 p.
4. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. 471 с.
5. Пущаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 83 с.
6. Пущаровский Ю.М. // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8-24.
7. Ващилов Ю.Я., Калинина Л.Ю., Сахно О.В. // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. С. 96-99. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 1).
8. Лихт Ф.Р. Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 144-146.
9. Богданов Н.А. Проблемы раздела Евразийской и Северо-Американской плит // Геотектоника. 1998. № 2. С. 4-15.

**Геодинамика – ведущий фактор развития
тектонно-магматических и металлогенических процессов
в подвижных поясах**

Анализ геотектонических режимов развития Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов показывает, что эти традиционные складчатые и металлогенические пояса являются прежде всего геодинамическими провинциями. В качестве самостоятельной геодинамической провинции нами также выделяется и Памиро-Гималайская область сопряжения двух названных выше провинций.

Тихоокеанская геодинамическая провинция распространяется по восточной окраине азиатской части континента Евразии. Затем она простирается на территорию Индонезийского архипелага. Далее она распространяется в северо-западном направлении через Индо-Бирманские хребты и Каракорумы до Памира включительно.

На этой обширной территории, простирающейся от Камчатки до Памира, геосинклинальный процесс развивался от начала палеозоя до конца мезозоя. В мезозое в различных зонах этого протяженного подвижного пояса формировалась серия сейсмофокальных зон и энсиалических континентальных окраин. Развивались аккреционные процессы. Они особенно отчетливо и полно проявились в северо-восточной окраине Азии. Примечательно, что эти процессы со временем перемещались в восточном направлении от континента к океану, формируя таким путем восточную окраину азиатской части континента.

Эти тектонические процессы сопровождались мощным гранитоидным магматизмом, который следует отнести к тихоокеанскому типу. При этом отметим, что помимо широко известного типичного для Тихоокеанского пояса известково-щелочного вулканизма, к характерным для рассматриваемого пояса магматическим образованиям относятся очень крупные конкордантные интрузивы гранодиоритов, сопровождаемые поясами даек, а также дискордантные интрузивы высокоглиноземистых гранитов и лейкогранитов.

Приведенная ассоциация гранитоидов имеет выдержанную на грандиозном расстоянии геохимическую и металлогеническую специализацию на ряд коровых элементов: Sn, W, Pb, Zn, Ag. Появление магмы, из которой были сформированы перечисленные гранитоидные комплексы, было обусловлено с развитием палингенеза в земной коре. В свою оче-

¹ ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань, Россия

редь, этот процесс был связан с субдукцией и поддвигом Тихоокеанской литосферной плиты под Евроазиатскую плиту.

Заложение Средиземноморского пояса происходило в начале мезозоя. Оно было отмечено растяжением и расколами консолидированного и пенепленизированного герцинского складчатого основания. Приведенные деструктивные процессы в Средиземноморской провинции сопровождались проникновением в земную кору пиролитовой магмы, из которой в процессе ее дифференциации и ассимиляции корового материала происходило формирование характернейшей для Средиземноморского пояса вулканоплутонической ассоциации, объединявшей базальт-андезит-дацитовый и габбро-диорит-гранодиоритовый комплексы.

На Памире раннеальпийский магматизм завершился формированием гранитных интрузий. С вулканоплутоническими ассоциациями связаны месторождения ювенильных металлов Co, Ni, Cr, Fe, Mn. С гранитами связаны месторождения Mo.

Переходя к Памиро-Гималайской провинции следует еще раз отметить, что сопряжение Тихоокеанской и Средиземноморской провинций происходит не на территории Индонезийского архипелага, как это принято считать, а на Памире (Месхи, 1971 г.) [1, 2]. Здесь на Южном Памире с особенной отчетливостью и полнотой проявились в мезозое тектономагматические процессы, присущие Тихоокеанскому поясу, а в кайнозое – раннеальпийские процессы, свойственные Средиземноморскому поясу [1]. Правда, надо отметить, что приведенная граница между названными провинциями не столь резкая, как хотелось бы это считать. Так, на Кавказе, Карпатах и даже в Альпах известны проявления мезозойского гранитоидного магматизма, но они существенно отличаются масштабами, развитием и типами магматических сообществ от гранитоидных комплексов Тихоокеанского пояса.

К совершенно особой геодинамической провинции относится Памиро-Гималайская область сопряжения Средиземноморской и Тихоокеанской геодинамических провинций. Главной особенностью этой геодинамической провинции является проявление в ней мощных коллизионных процессов, выразившихся в подвиге Индийской плиты под мезозойское складчатое обрамление Евразии. На Памире эти коллизионные процессы выражены в формировании системы покровов и сдвигов отдельных блоков дислоцированного палеозойско-мезозойского складчатого комплекса [3].

Мощное сжатие, а соответственно закрытость тектоносферы для мантийных магм и доступность ее для флюидов – все это создавало условия для развития гранитизации и формирования автохтонных плутонов турмалиновых гранитов, отмеченных широким развитием пегмати-

тов с минерализацией Li, Rb, Cs и Be. Эти плутоны распространены на юго-западном Памире, в Каракорумах и Гималаях. Меридиональная цепь этих плутонов маркирует Индо-Памирский меридиональный линейный элемент, выделяемый Б.А.Петрушевским [4].

Итак, мы выделяем три провинции с различными геодинамическими режимами: Тихоокеанскую с конструктивным конвергентным, Средиземноморскую с деструктивным и Памиро-Гималайскую с коллизионным режимами. В тектоническом развитии этих провинций запечатлены важнейшие эпизоды тектонической жизни мезозойско-кайнозойского подвижного пояса Евразии. В существовании этих провинций особенно отчетливо выражена асимметрия структуры Евразии. В самых общих чертах она выражается в разнозернистых и разнотипных проявлениях эндогенных процессов в Средиземноморском и Тихоокеанском сегментах этого пояса. Здесь еще раз отметим, что сопряжение этих провинций находится в Памиро-Гималайской области, отмеченной не только совмещением раннеальпийских и киммерийских тектономагматических процессов, но и проявлением мощной тектонической коллизии, обусловленной дрейфом Индийской плиты в северном направлении. Весьма вероятно, что дрейф Индийской плиты и ее подвиг под край Евразийской плиты мог вызвать и растяжения в юго-восточной окраине Евразийской плиты и формирование Индонезийского архипелага. Фрагменты мезозойского складчатого пояса с оловоносными гранитоидами известны на островах Суматра, Целебес и Калимантан.

Отмеченная асимметрия геодинамических режимов определяет и асимметрию магматических процессов. Так, если в Тихоокеанском сегменте доминируют магмы, генерируемые в земной коре в результате развития субдукции и аккреции, то в Средиземноморском сегменте исходная магма представляла собой ювенильный пиролитовый расплав, испытавший дифференциацию и контаминацию коровым материалом. Отсюда и асимметрия геохимии и металлогении: коровая (B, Sn, Pb, Zn, W) – в Тихоокеанском поясе и ювенильная (Mo, Cr, Ni, Co, Fe) в Средиземноморском поясе.

Литература

1. Месхи А.М. Памир как область крупнейшего сгущивания орогенных поясов Земли // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980.
2. Месхи А.М. Основные черты тектоники и магматизма Памира – области сопряжения Тихоокеанского и Средиземноморского складчатых поясов. Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. (Материалы ХLI Тектонич. совещ.; Т. 2).

3. Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 192).

4. Петрушевский Б.А. Индо-Памирская зона – один из важнейших поперечных линейментов Азии // Бюл. МОИП. 1977. Т. 52, вып. 5.

Д.В. Метелкин^{1,2}, В.А. Верниковский^{1,2}

Сдвиговая тектоника в истории Сибирской континентальной плиты и связь с процессами роста и деформации коры Центральной Азии по палеомагнитным данным

Палеогеография Сибирской континентальной плиты в последние десятилетия вызывает большой интерес не только как самостоятельный предмет исследования, проливающий свет на физико-географические условия прошлого, особенности тектонического развития региона, закономерности распространения индикаторных формаций и другие фундаментальные вопросы геологии, но и, исходя из практических целей, связанных с условиями залегания и закономерностями распространения полезных ископаемых. Набор палеомагнитных данных позволяет сегодня восстановить последовательную смену палеогеографического положения Сибирской плиты и реконструировать основные особенности развития ее окраин в течение длительного интервала от начала неопротерозоя до кайнозоя.

Неопротерозойский этап тектонической истории отвечает этапу распада Родинии и эволюции новообразованных океанов. Сибирский кратон являлся частью Родинии и представлял собой крупный «мыс» на северо-востоке суперконтинента, соединяясь с канадской окраиной Лаврентии своим южным краем [6, 14]. Сведения о структурном положении, составе, литологии неопротерозойских комплексов, распространенных на окраинах Сибирского кратона, свидетельствуют о повсеместно доминирующих условиях пассивной континентальной окраины [14]. Напряженный тектонический режим характеризует только южную окраину. С условиями внутриконтинентального режима могут быть сопоставлены дайки габбро-долеритов Учуро-Майского региона [8], геологи-

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

ческие комплексы различной геодинамической обстановки Байкало-Муйской аккреционной системы [12], продукты внутриплитного щелочного магматизма в Присянье и Прибайкалье [9, 14]. При этом постепенное омоложение магматизма намечается с востока на запад [9]. Совокупность палеомагнитных данных предполагает то же направление дезинтеграции континентальных масс Сибири и Лаврентии при определяющей роли сдвигов, задавших в итоге Сибирскому кратону вращательное движение [6].

К рубежу 750 млн лет Сибирь сдвинута вдоль границы с Лаврентией более чем на тысячу км, к окраине Гренландии. К этому времени происходит трансформация режима пассивной континентальной окраины на западе, севере и, возможно, юге Сибири в активную, с образованием системы островных дуг [2]. Этап аккреции островодужной системы к Сибирскому континенту в предвендско-вендское время обоснован комплексом изотопно-геохимических данных и, вероятно, завершился окраинно-континентальным рифтогенезом с сопутствующим магматизмом [2, 9]. Реконструированная трансформно-сдвиговая кинематика формирования и эволюции докембрийских океанских бассейнов [2, 6] предопределила динамику последующих этапов роста и деформации коры Центральной Азии. С конца неопротерозоя и вплоть до мезозоя Южная Сибирь развивалась как самостоятельная система взаимодействующих океанской и континентальной плит. В течение этого времени кратон испытывал дрейф северного направления из области экваториальных широт Южного полушария к высоким широтам Северного полушария, развернувшись по часовой стрелке на 180° так, что к триасу таймырская окраина была обращена на запад [10].

Палеозойский этап на юго-западе Сибирской континентальной плиты связан с режимом активной континентальной окраины [11]. Реликты венд-кембрийской островодужной системы образуют тектонический коллаж Алтае-Саянского орогена. Реконструируемые субдукционные комплексы формировали единую систему островных дуг, которая маркировала протяженную зону погружения океанической плиты вдоль всей западной периферии Сибирского континента, наподобие современной тихоокеанской окраины Евразии. Деформация этой системы на этапе аккреции в конце кембрия – ордовике связана с перемещениями, которые в главной своей части обусловлены поворотом Сибирской континентальной плиты по часовой стрелке. Вращение плиты в обстановке сжатия привело к формированию вдоль окраины континента сдвиговых зон левосторонней кинематики. В первую очередь сдвиги наследовали крупные литосферные разделы, отвечающие границе океанской и континентальной плит, субдукционные зоны трансформировались в транс-

формно-сдвиговые. В результате вращения, структуры периферии кратона «отставали», сдвигались, формируя отдельные тектонические чешуи, которые, взаимодействуя друг с другом, испытали сложные перемещения [5]. Результатом стал современный коллаж, который характеризуется разнонаправленностью и торцевым сочленением региональных структурных элементов, привычная архитектура которого в основном была сформирована уже в раннем палеозое. Тем не менее, небольшие различия в положении кембро-ордовикских палеомагнитных полюсов прямо указывают на то, что сдвиговые деформации, начавшиеся в кембрии продолжались в течение всего палеозоя.

На севере Сибири раннепалеозойский интервал характеризуется ростом Анабарского поднятия и формированием окружающих его крупных синформ, занятых эпиконтинентальными морями с преимущественным карбонатным осадконакоплением. Продолжал свое существование глубоководный трог вдоль границы Южно- и Центрально-Таймырской зон, образовавшийся на месте передового прогиба в результате аккреционных событий позднего докембрия. Смена тектонического режима отмечается в карбоне, когда терригенные осадки повсеместно вытесняют карбонаты. Это связано с появлением нового источника сноса и началом взаимодействия окраины Сибири с Карским микроконтинентом, которое, судя по палеомагнитным данным, проходило в режиме косой коллизии [13]. Реконструируемые для раннего палеозоя трансформные зоны «связывали» современные арктические окраины в рамках единой тектонической системы и обусловили дрейф Карской микроплиты от окраины Балтики к Сибири с одновременным поворотом против часовой стрелки. Эта сдвиговая тектоника, при разнонаправленном вращении Карской и Сибирской континентальных плит, полностью определила стиль деформации палеозойской окраины на севере Сибири при коллизии [13]. Заключительные стадии развития орогена на границе перми–триаса привели к формированию крупных зон растяжения перед фронтом Таймырских складчатых сооружений и предопределили формирование в этом сегменте складчатого пояса крупной Енисей-Хатангской депрессии.

Более ярко континентальный рифтогенез перми–триаса проявлен в Западной Сибири. К началу мезозоя оформилась общая структура Центральной Азии. Сибирь наряду с другими континентальными массивами вошла в композитную структуру Евразийской плиты и оформила лавразийскую часть Пангеи. Этот ключевой момент в тектонической истории ознаменован грандиозным трапповым магматизмом, связанным с действием крупнейшего мантийного плюма [3]. В пределах Сибирской платформы платобазальты сконцентрированы в Тунгусской синеклизе, продолжают под Енисей-Хатангским прогибом и на Таймыре. В Западной

Сибири траппы отмечены под мезозойско-кайнозойским чехлом осадков вплоть до Восточно-Уральского прогиба и протягиваются к северу, покрывая дно Карского моря. Южным саттелитом сибирских траппов считают платобазальты Кузнецкого прогиба [3]. Корреляция палеомагнитных и геохронологических данных свидетельствует о том, что формирование трапповой провинции происходило исключительно быстро (от 1 до 5 млн лет) и контролировалось в обрамлении кратона крупноамплитудными сдвигами [4]. Унаследованное от палеозоя вращение Сибирского тектонического домена, теперь уже в режиме внутриплитного сдвигового перемещения, является вероятной причиной формирования субмеридиональной системы грабен-рифтов Западной Сибири, которая положила начало крупнейшему осадочному бассейну.

Дальнейший этап эволюции литосферы Центральной Азии, судя по современным палеомагнитным данным [7], наследует раннемезозойскую кинематику. Деформация коры на фоне общего поворота Евразийской плиты по часовой стрелке связана с перемещениями отдельных составляющих ее композитной структуры (Сибирский, Европейский и Казахстанский тектонические домены) по системе левосторонних сдвиговых зон. Деформация Монголо-Китайской части плиты также описывается серией левых сдвигов, по которым происходит расчешуивание коры на фоне продвигающегося с запада на восток закрытия Монголо-Охотского залива Палеоокеана, разделявшего сибирскую окраину Евразии и палеозойский коллаж террейнов территории Монголии и Китая. Сдвиговые перемещения Сибирского домена с поворотом по часовой стрелке в силу конфигурации главных структурных границ обусловили устойчивый режим сжатия в пределах Южной Сибири и, напротив, режим растяжения на северо-западе Западной Сибири [1].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 07-05-01026, 07-05-00703).

Литература

1. Баженов М.Л., Моссаковский А.А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе, по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 1986. №1. С. 59-69.
2. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, №4. С. 502–519.
3. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1243–1261.

4. Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, №11. С. 1107–1120.
5. Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В. Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде-кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, №7. С. 1042–1051.
6. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, №1. С. 42–59.
7. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Каширцев В.А., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Мезозойский интервал траектории кажущегося движения полюса Сибирского домена Евразийской плиты // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 4. С. 500–505.
8. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацлло А.В. Уйская серия и позднерифейские силы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. №4. С. 26–41.
9. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. 2005. Т. 404, №3. С. 400–406.
10. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // Earth Sci. Rev. 2007. Vol. 82. P. 29–74.
11. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician Evolution of the Paleo-Asian Ocean: Implications to the Break-up of Rodinia // Gondwana Res. 2003. Vol. 6, N 2. P. 143–159.
12. Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Res. 2003. Vol. 122. P. 329–358.
13. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // Tectonophysics. 2005. Vol. 398. P. 225–243.
14. Pisarevskiy S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // Precambrian Res. 2008. Vol. 160. P. 66–76.

М.А. Мишкин¹, Г.М. Вовна¹

Природа земной коры Арктического бассейна

Природа земной коры Арктического бассейна в настоящее время является остро дискуссионным вопросом. Попытки решения этой проблемы основаны главным образом на анализе материалов геофизических исследований и построении плейтктонических реконструкций [1 и мн. др.].

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

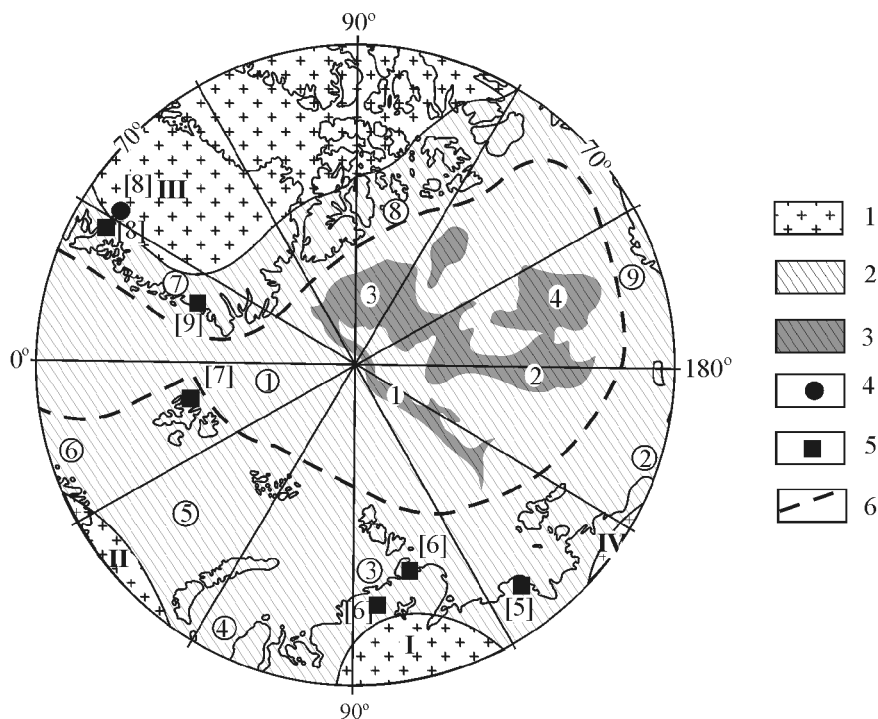


Рисунок. Схема предполагаемого распространения ранней докембрийской сиалической коры в Арктическом бассейне. Составлена с использованием материалов [3, 4].

1, 2 ранняя сиалическая кора: 1 – архейская (4–2.5 млрд лет), 2 – раннепротерозойская (2.5–1.6 млрд лет); 3 – Центрально-Арктические поднятия; 4, 5 – точки расположения изотопных датировок возраста раннедокембрийских пород: 4 – архейских, 5 – раннепротерозойских; 6 – линия бровки шельфа.

Римскими цифрами обозначены кратоны: I – Сибирский, II – Восточно-Европейский, III – Северо-Атлантический, IV – Омолон-Охотский. Арабскими цифрами обозначены центральноарктические поднятия: 1 – Ломоносова, 2 – Менделеева, 3 – Альфа, 4 – Чукотское. Арабскими цифрами в кружках обозначены складчатые области: 1 – Арктическая, 2 – Верхояно-Чукотская, 3 – Таймырская, 4 – Уральская, 5 – Баренцевоморская, 6 – Западно-Норвежская, 7 – Восточно-Гренландская, 8 – Северо-Канадская, 9 – Северо-Аляскинская. Арабскими цифрами в квадратных скобках при точках изотопного датирования указаны номера ссылок в списке литературы

В соответствии с этими реконструкциями Арктический бассейн разделяется на области с корой континентального и океанического типов. Корой континентального типа обладают Центрально-Арктические поднятия [2] – Ломоносова, Менделеева, Альфа (рисунок), хотя этот вывод в

отношении поднятий Менделеева и Альфа оспаривается другими исследователями.

Авторы полагают, что решающую роль в суждениях о происхождении, составе и возрасте земной коры Арктического бассейна имеет анализ данных по геологии его континентального обрамления. На основе обобщения материалов по вещественному составу и возрасту докембрийской коры континентов нами была составлена схема предполагаемого распространения ранней сиалической коры Земли (до 75° с.ш.) [3]. В соответствии с концепцией плюмтектоники, принятой в работе [3], формирование ранней сиалической коры в северном секторе Земли началось в архее под областями перегретой аномальной верхней мантии путем плавления первичной базальтовой коры за счет тепла поднимающихся плюмов. Этим областям аномальной мантии соответствуют нынешние архейские кратоны: Сибирский, Восточно-Европейский, Северо-Атлантический, Омолон-Охотский. Краевые части этих кратонов входят в состав внешнего континентального обрамления современного Арктического бассейна (рис.).

В раннем протерозое плюмовое корообразование сместилось на периферию аномальных областей верхней мантии. Раннепротерозойская сиалическая кора служит основанием для складчатых областей, облекающих архейские кратоны, показанных на рисунке, которые занимают не только соответствующее пространство суши, но и прилегающего шельфа. Наличие раннепротерозойского сиалического основания в этих складчатых областях ныне подтверждается изотопным датированием. Эти изотопные датировки южнее 70° с.ш. показаны на схеме в работе [3], а севернее 70° с.ш. – на рисунке настоящего сообщения, по [5–9]. Упомянутые выше складчатые области под акваторией Северного Ледовитого океана смыкаются в единую складчатую область, которую мы предлагаем назвать Арктической. Условная граница этой складчатой области проведена по бровке шельфа (рис.).

В упомянутых складчатых областях Арктического бассейна, заложенных на раннепротерозойской сиалической коре в позднем протерозое и фанерозое, продолжалась активная плюмовая магматическая деятельность с сиалическим корообразованием. Здесь в рифее и фанерозое были проявлены два главных геотектонических режима: внутриконтинентальное рифтообразование и режим эпиконтинентального моря.

Рифтовый магматизм в них связан с мантийным плюмообразованием в верхней деплетированной мантии и представлен ультраосновными и основными породами толеитового ряда («офиолиты океанической обстановки», по другим авторам), основными, средними и кислыми породами известково-щелочного ряда («островодужная серия субдукционной обстановки», по другим авторам).

Ультраосновной и основной плюмовый магматизм мезозоя и кайнозоя, проявленный в виде интрузий и эффузий, местами значительно изменил состав континентальной коры складчатых областей Арктического бассейна. Это создает известные трудности интерпретации геофизических данных при определении природы земной коры [1]. Ранее эта проблема рассматривалась в работах [10, 11].

За счет осадков эпиконтинентальных морей был сформирован рифейско-палеозойско-мезозойский терригенный и терригенно-карбонатный покровно-складчатый комплекс. Наши представления находят подтверждение в результатах исследований работы [12], в которой обобщены имеющиеся материалы изучения донно-каменного материала Арктического бассейна отечественных и зарубежных исследователей. По [12], в составе коренных пород дна Северного Ледовитого океана выделены следующие комплексы: осадочные – 1) палеозойский терригенно-карбонатный и 2) мезозойский терригенно-глинистый; 3) комплекс метаморфических пород – гнейсы и сланцы, – по радиогенным датировкам полевых шпатов из коры выветривания имеющих возраст около 1800–1900 млн лет; 4 – магматический комплекс – граниты, диабазы, меловые базальты и кислые эффузивы.

Авторы работы [12] пришли к заключению о существовании в пределах дна акватории Северного Ледовитого океана Восточно-Арктической палеоплатформы. Однако, по нашему мнению, этому заключению противоречат данные сейсмотомографии, которые свидетельствуют о том, что под геологическими структурами дна Северного Ледовитого океана отсутствует так называемый «корень континента», образуемый положительными аномалиями сейсмических скоростей в верхней мантии и, напротив, такие корни континентов присутствуют в верхней мантии Сибирского, Восточно-Европейского и Северо-Атлантического кратонов [13, 14]. В то же время, данные работы [12] по составу донно-каменного материала подтверждают наши представления о существовании под акваторией Северного Ледовитого океана складчатой области.

Литература

1. Соколов С.Ю. Тектонические элементы Арктики по данным мелкомасштабных геофизических полей // Геотектоника. 2009. № 1. С. 23-38.
2. Поселов В.А., Верба В.В., Жолондз С.М. Типизация земной коры Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2007. № 4. С. 48-59.
3. Мишкин М.А., Вовна Г.М. Докембрийская нижняя сиалическая кора Земли, её происхождение, состав и распространение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, № 5. С. 15-31.
4. Геологическая карта докембрия континентов масштаба 1:15 000 000. / Гл. ред. А.В. Сидоренко. 1974.

5. Прокопьев А.В., Смелов А.П., Миллер Э.Л. и др. Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 26-29.

6. Верниковский В.А., Ковач В.П., Котов А.Б. и др. Источники гранитоидов и этапы формирования континентальной коры Таймырской складчатой области // Геохимия. 1999. № 6. С. 563-573.

7. Сироткин А.Н., Толмачева Е.В. Термобарогеохимические исследования газовой-жидких включений в метаморфических породах серии Атомфьелла, полуостров Нью Фрисланд (архипелаг Шпицберген) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона: Сб. науч. тр. Вып. 5. СПб.: ВНИИ Океанология, 2004. С. 213-223.

8. Thrane K. Relationships between Archaean and Palaeoproterozoic crystalline basement complexes in the southern part of the East Greenland Caledonides: an ion microprobe study // Precamb. Res. 2002. Vol. 113, № 1/2. P.19-42.

9. Mc Clelland W.C., Power S.E., Gilotti J.A. et al. U-Pb SHRIMP geochronology and trace-element geochemistry of coesite-bearing zircons, North-East Greenland Caledonides. UHP metamorphism: deep continental subduction // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 403. 2006. P. 23-43.

10. Артюшков Е.В. Механизмы образования Баренцевского прогиба. // Геология и геофизика. 2005. Т.46, № 7. С.698-711.

11. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Платобазальтовый магматизм и океанообразование. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., 2002. С. 30-48.

12. Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н. и др. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33-48.

13. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и глобальная тектоника. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., 2002. С. 64-83.

14. Gosser J., Kind R. Seismic evidence for very deep roots of continents // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 138. P. 1-13.

А.В. Моисеев¹, С.Д. Соколов¹, Я.Хаясака²

Геохимическая характеристика вулканических образований Отроженской пластины, Усть-Бельские горы

На территории, расположенной к востоку от ОЧВП, выделяется Корякско-Камчатская складчатая область, а в ее пределах – несколько складчатых систем, самая западная из которых Западно-Корякская складчатая система. К северному флангу Западно-Корякской системы

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Университет г. Хиросима, Япония

приурочены образования Усть-Бельских гор. В целом район Усть-Бельских гор характеризуется сложным чешуйчато-покровным строением. В качестве автохтона (Алганский террейн) выделяют верхнеюрско-валанжинские вулканогенно-кремнистые (пекульнейвеемская свита) и перекрывающие их с несогласием альб-туронские терригенные обломочные толщи. Аллохтон Усть-Бельских гор включает два погружающихся к северо-западу покровных комплексов, разбитых на ряд пластин. В нижнем комплексе (Отроженский по [3]) А.А. Александровым [1] было выделено 4 тектонические пластины: *Мавринская*, *Отроженская*, *Удачинская*, *Толовская*. Верхний комплекс сложен мощным Усть-Бельским ультрабазит-габбровым покровом.

Наиболее полный разрез офиолитов и перекрывающих их образований слагает Отроженскую пластину. В ее основании залегает серпентинитовый меланж с включениями гипербазитов и терригенных пород нижележащих пластин (видимая мощность 200 м). Выше расположены серпентинизированные дуниты и гарцбургиты мощностью 500–600 м [1]. Верхняя часть офиолитового разреза сложена вулканогенными породами, среди которых встречаются диабазы, базальты, долериты, гиадокластиты и лавобрекчии. Состав вулканитов указывает на их образование в обстановке СОХ [5, 6].

Офиолиты перекрываются туфогенно-осадочными отложениями среднего девона – нижнего карбона [1]. Данные по возрасту осадочного чехла были опубликованы в [2]. С вулканогенной частью офиолитового разреза соприкасаются разновозрастные и различные в литологическом отношении породы, что указывает на тектоническую природу контакта [2]. Для пород, непосредственно перекрывающих вулканиты офиолитового разреза, также был отмечен нетипичный для океанского характер осадконакопления. На этом основывалось предположение о том, что офиолиты Отроженской пластины были образованы в надсубдукционной или во внутриплитной обстановке.

С целью выявления геодинамической позиции были опробованы вулканиты офиолитового разреза (обр. А-09-9, А-10-1, 108/1, 110, 110/1, 110/2). Также были отобраны образцы субвулканических пород, обнажающихся в поле перекрывающих офиолиты осадков (обр. 102/2, 103/2, 108/2). Характер обнаженности не позволяет определить взаимоотношение этих тел с осадками. Это могут быть либо рвущие тела, либо потоки, занимающие определенный стратиграфический уровень. По степени тектонизированности и пространственному положению данные породы представляются связанными с вмещающими отложениями и близкими по возрасту. Присутствие в разрезе туфогенных пород также подтверждает это предположение.

Количественные данные петрогенных элементов было получено методом валовой «мокрой химии» в химической лаборатории ГИН РАН. Данные по редким землям и остальным рассеянным элементам были получены в лаборатории ИМГРЭ методом ICP-MS. Обр. А-09-9, А-10-1 были проанализированы в университете г. Хиросима, Япония. Оценка петрогенных окислов и рассеянных элементов была произведена методом рентгенофлуоресцентного (XRF) анализа. Элементы группы REE были определены ICP-MS методом.

Вулканыты офиолитового разреза являются более основными (41.9–48.2 мас.% SiO₂), и по классификационной диаграмме зависимости суммы щелочей от кремнезема они попадают в поле базальтов и даже пикробазальтов. Субвулканические породы, обнажающиеся в поле образований среднего девона – нижнего карбона, являются более кислыми (50.7–59.25 мас.% SiO₂) и попадают в поле диоритов. Породы также различаются по содержанию TiO₂. В базальтах офиолитового разреза содержания TiO₂ равны 1.69–2.59 мас. %, тогда как в субвулканических телах его содержание ниже и колеблется от 1.18 до 1.33 мас. %. Бивариантные диаграммы зависимости петрогенных элементов от индекса магнезиальности показывают четкие корреляции по Al₂O₃, щелочам, тогда как по TiO₂, CaO фигуративные точки пород образуют поля без корреляционных связей между собой.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 1, В) базальты офиолитов Оторожинской пластины образуют плоскую линию, параллельную N-MORB базальтам (Nb/Nb* = 0.6–1.04), (Ta/Ta* = 0.73–1.28). Диориты имеют более сложную картину в распределении рассеянных элементов (рис. 1, А) и их спектры отличаются от базальтов офиолитового разреза более низкими значениями практически всех рассеянных элементов группы HFS (Y, Yb, Ho, Dy, Ti). Отмечаются четкие Nb-Ta минимумы (Nb/Nb* = 0.13–0.17), (Ta/Ta* = 0.16–0.19)¹. На рис. 1, А серым полем отмечены базальты и андезиты [7] северного и центрального сегментов Марианского бассейна. Идентичным спектром распределения обладает обр. 108/2. Обр. 102/2, 103/2 отличаются более высокой концентрацией Zr, Hf, Nd и Sm, что придает графику взгорбленный вид в центральной части спектра. Такое увеличение концентрации HFS возможно объяснить более отдаленным расположением источников от островодужной системы, с чем связано уменьшение роли островодужной компоненты. Однако распределение редких элементов показывает противоположную картину (рис. 1, Г), где обр. 102/2, 103/2 обогащены LREE – (La/Sm)_n =

¹ Nb/Nb* = Nb_N / (U_N • La_N)^{0.5}; Ta/Ta* = Ta_N / (U_N • La_N)^{0.5}. N – содержание элементов нормированы на содержание того же элемента в N-MORB [6].

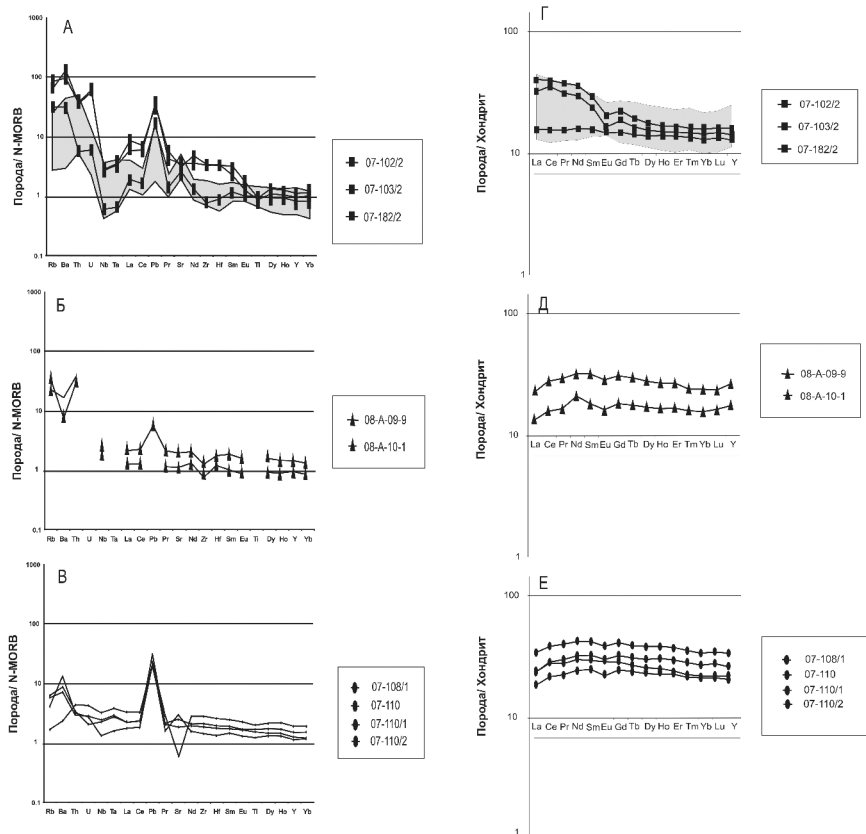


Рис. 1. Графики распределения редких элементов, нормированных на N-MORB, и РЗЭ, нормированных на хондрит.

А, Г – долериты обнажающихся в поле перекрывающих офиолиты осадков. Серым полем отмечено поле базальтов и андезитов северного и центрального сегментов Марианского бассейна; Б, Д – базальты офиолитов Отрожной пластины, проанализированные XRF (редкие земли ICP-MS); В, Е – базальты офиолитов Отрожной пластины

1.60–1.66, тогда как обр. 108/2 имеет плоский спектр – $(La/Sm)_n = 1.00$. В базальтах офиолитов Отрожной пластины наблюдается деплетированность легкими REE (рис. 1, Е) – $(La/Yb)_n = 0.88–1.07$. Содержание REE в диоритах – $(La+Sm+Yb)_n = 122.37–165.63$, в обр. 108/2 значительно ниже и составляет 56.67 хондритовых норм. Для базальтов офиолитового ряда это значение ниже и колеблется от 47.58 до 110.39 хондритовых норм.

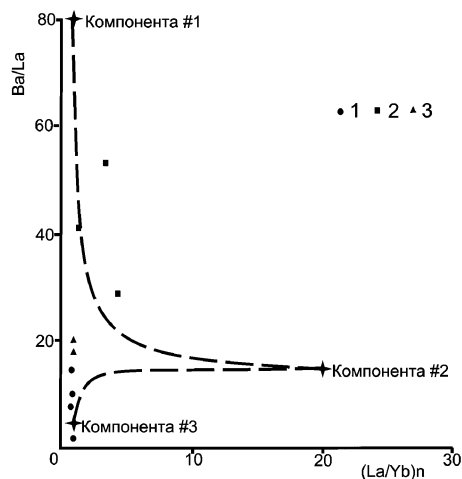


Рис. 2. Диаграмма Ba/La – (La/Yb)_n.

1 – базальты офиолитов Отрожной пластины; 2 – долериты обнажающихся в поле перекрывающих офиолиты осадков; 3 – базальты офиолитов Отрожной пластины, проанализированные XRF (редкие земли ICP-MS).

На графике компоненты: # 1 – метасоматоз надсубдукционными флюидами; # 2 – WPB – свойства и уменьшение степени частичного плавления; # 3 – деплетированные составы (включая MORB)

Спектр рассеянных элементов для обр. А-09-9, А-10-1 сходен со спектром базальтов (рис. 1, Б), однако в нем отмечены более низкие содержания Но, Y, Yb а также незначительные Zr-минимумы, высокие Th/Yb отношения, что сближает их со спектром долеритов. Такое двойное распределение можно объяснить «несбываемостью» анализов, т.к. содержания элементов было определено разными методами. Спектр REE для обр. А-09-9, А-10-1 аналогичен спектру базальтов офиолитов Отрожной пластины (рис. 1, Д).

На дискриминантной диаграмме отношения Hf–Th–Ta, Y–La–Nb, Cr–Y обр. 102/2, 103/2 и 108/2 попадают в поля островодужных базальтов, тогда как все остальные – в поле N-MORB базальтов. По соотношению Ba/La–(La/Yb)_N (рис. 2) базальты Отрожной пластины попадают в поле MORB и характеризуются деплетированным составом, тогда как субвулканические тела, ассоциирующие с терригенными осадками среднего девона – нижнего карбона, на графике имеют тренд, характерный для пород с большим влиянием надсубдукционного флюида.

Выводы. Проведенный геохимический анализ показывает, что базальты офиолитов Отрожной пластины были образованы из деплетированного источника, схожего с N-MORB базальтами. Такие породы

могли формироваться в срединно-океанических хребтах либо в спрединговых хребтах задуговых бассейнов, отдаленных от вулканической дуги.

Геохимическая характеристика диоритов, обнажающихся в поле перекрывающих офиолиты осадков, сильно отличается от химии базальтов офиолитов Отроженской пластины, что говорит о разных источниках расплава. Спектр распределения рассеянных элементов говорит о сходстве данных пород с базальтами центрального и северного сегментов Марианского бассейна. Однако различная концентрация HFS и LREE в спектрах диоритов говорит о разной тектонической позиции данных пород относительно островной дуги, расшифровка которой требует дополнительного изучения.

Отмеченные субдукционные метки в базальтах обр. А-09-9, А-10-1 сближают их с характеристиками проанализированных долеритов. Это может объясняться гетерогенностью источников расплава или же слабой корреляцией данных, полученных различными методами (XRF и ICR-MS).

Таким образом, геохимические данные подтверждают предположение о формировании базальтов офиолитового разреза в океанической обстановке, о тектоническом контакте базальтов и перекрывающих их осадков среднего девона – раннего карбона, а также указывают на существование вулканической дуги палеозойского возраста.

Литература

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. Аристов А.В., Соколов С.Д., Моисеев А.В., Хаясака Я. Новые данные о возрасте осадочного чехла офиолитов Отроженской пластины Усть-Бельского террейна // Геология полярных областей Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 21-24. (Материалы XIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30-70.
4. Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М. Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. №2. С. 41-63.
5. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
6. Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G. Ophiolite complexes and associated rocks in the Ust-Belaya Mountains and Algan Ridge, Koryak Highland, Russian Far East // U.S. Geol. Survey Open-File Report, OF 92-20 I. 1996. 7 p.
7. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P.B. Geochemical mapping of the mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. Vol. 6.

Гексагональная системность структуры Тихоокеанского талассократона

Объективной предпосылкой для постановки задачи выявления признаков гексагональной структурированности дна Тихого океана послужила обоснованная В.В. Муравьевым [1, 2], гексагональная организация каркаса докембрийских кратонов – «ядер роста материков», по В.И. Попову. Докембрийское заложение впадины Тихого океана общепризнано. Установлено [4], что практически на всей площади океанического дна (за исключением приюжноамериканских котловин) молодые мезозой-кайнозойские осадки подстилаются «талаплитами» допалеозойского возраста. Геосистема в границах, так называемого, Циркум-Пацифика поэтому определена как талассократон. И если в раннем докембрии одной из основных систем симметрии, контролировавших процесс самоорганизации геосреды, была гексагональная, то ее структурные особенности должны быть проявлены и в геопространстве талассократона. Такую идею в конце прошлого века высказывала Е.А. Радкевич (1969 г.). Идентификация гексагональной системы структур талассократона выполняется по следующим геоиндикаторным показателям.

1. Строгая геодинамическая природа Циркум-Пацифика связана с его ролью в качестве внешнего кольца (концентра) в структурном каркасе концентрической системы тектонической делимости (КСТД) литосферы Тихоокеанской впадины. Радиус центра – 7000 км.

2. Очевиден факт заложения от эпицентра Тихоокеанского полушария (и Циркум-Пацифика) двух тектоногенных радиальных структурных зон (линий): Кермадек–Тонга и разлома Клипертон. Угол схождения между ними – 120°.

3. Линия Клипертон от эпицентра Циркум-Пацифика продолжается на запад Онтонг-Джава-Арафуртской зоной, подрезающей по своему простиранию горные хребты: Гильберта, Эллис, Новая Гвинея. На западном фланге она составляет северное ограничение Австралийского континента. Угол между рассматриваемой зоной и зоной Кермадек–Тонга равен 60°.

4. Линия Кермадек–Тонга при продолжении ее к северу четко ограничивает развитие хребтов Лайн и Гавайского: первый – на северо-западном, второй на юго-восточном флангах. Угол между рассматриваемой Лайн–Восточно-Гавайской линией и линией Клипертон – 60°.

¹ ФГУП Государственный научный центр РФ ВНИИГеосистем, Москва, Россия

² ФГУП «Госцентр «Природа»», Москва, Россия

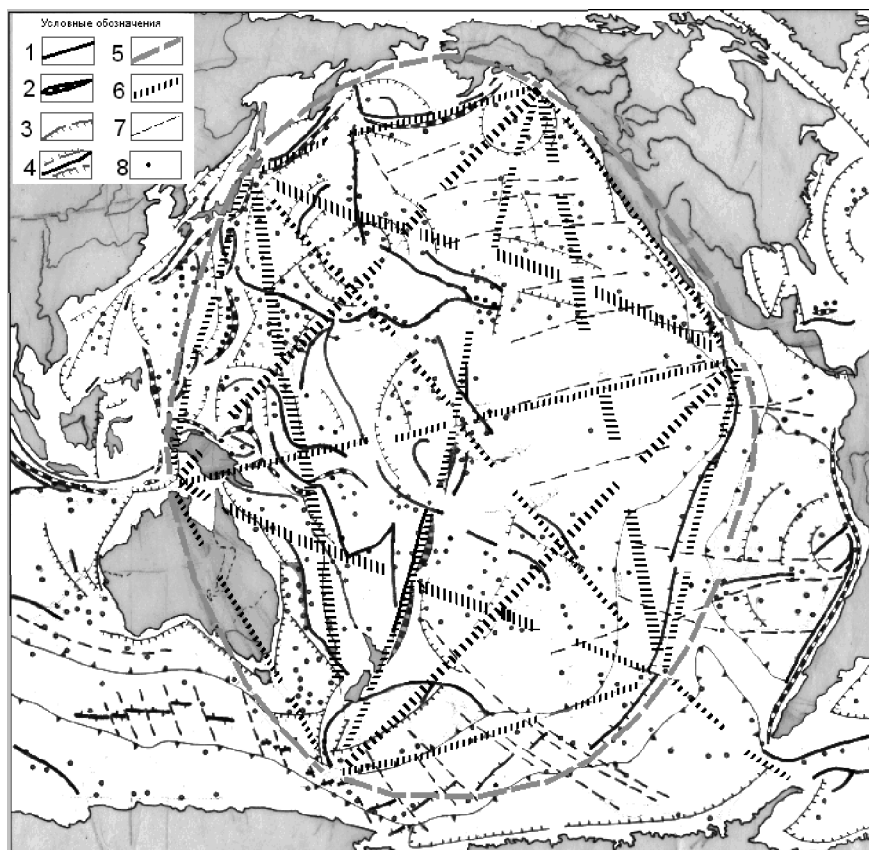


Рисунок. Гексагональная модель системного структурирования геопро-
странства Пацифика.

1 – хребты и возвышенности; 2 – желоба; 3 – уступы рельефа; 4 – зона срединно-
океанического хребта; 5 – кольцевое обрамление талассо-кратона (створ Циркум-
Пацифика); 6 – каркасные элементы Тихоокеанского гексагона; 7 – зоны разломов;
8 – вулканы

5. По оси юго-восточной апофизы Центральной котловины и далее от южных островов Полинезийские Спарды на значительном отрезке вдоль юго-западного борта банки островов Туамоту прослеживается радиальная линия, разделяющая по биссектрисе Тонга-Клипертонский угол. Продолжение Спарды-Туамотской линии в западный сегмент океана совпадает с глубоководной осью Центральной и Западной котловин и уверенно трассируется поясом интенсивных отрицательных аномалий

Δg в свободном воздухе. По линии этого глубоководного (рифтогенного?) тектоногена развит представительный пояс подводных вулканов.

6. Рассмотренными радиальными структурными зонами внутреннее пространство Циркум-Пацифика достаточно надежно делится на шесть равносторонних треугольных секторов. Линии, соединяющие узлы пересечения радиальными тектоногенами зоны Циркум-Пацифика, показаны на рисунке. Они адекватно согласуются с линейными поясами протяженных морфоструктур, рифтов и геоантиклиналей на бортах Тихоокеанской впадины. Длина линий – 7000 км.

7. Морфоструктурными геоиндикаторами уверенно выделяют и шесть других внутренних каркасных зон гексагона. Они соединяют противоположные (боковые, по отношению к осям многоугольника) вершины. Это дополнительно подтверждается материалами глубины геофизики Р.М. Деменицкой и Santo [4]. В свою очередь, эти зоны образуют в контурах Циркум-Пацифика системную совокупность в виде двух ортогонально вложенных друг в друга равносторонних треугольников. Центр их заложения совпадает с центром этого кольцевого тектоногена.

Таким образом, в обрамленном Циркум-Пацификом пространстве прорисовывается гигантский гексагон талассократона. Его гексагональный абрис близко соответствует структуре поля мощности земной коры и схеме «районирования Тихого океана по типу земной коры» [4].

Свидетельством обоснованности привязки и тектодинамической значимости предложенной гексагональной модели геоорганизации Циркум-Пацифика являются геолого-минерогенические показатели геодинамической активности вершин гексагона, как мощных тектонических узлов (Геолого-минерогеническая карта мира (ГМКМ), ВСЕГЕИ, 2000 г.). Вершинные узлы являются эпицентром заложения КСТД с радиусами внешних концентров до 5000 км. Для примера – система концентров от Восточно-Клипертонской вершины нашла отражение в «сети» разломов, показанной на ГМКМ. Концентры от Северо-Австралийской вершины контролируют заложение докембрийских структурно-формационных зон на континенте и дуговую морфологию современного осевого хребта Новой Гвинеи. По материалам ГМКМ устанавливается также факт высокой продуктивности на широкий комплекс полезных ископаемых ядерных областей многих привершинных КСТД. Примером этого служат две названные выше системы. Геодинамически активны и минерогенически продуктивны также внутренние узлы гексагональной решетки.

В целом, геодинамика центрально-симметричного структурирования Тихоокеанского полушария и центростремительный характер его кратонизации (по М.В. Муратову) с очевидностью задаются длительно функционирующим плюмогенным механизмом гравитационной дифферен-

циации недр. Тому свидетельством является Тихоокеанский суперплюм, головной объем которого размещен в средней мантии под эпицентром Пацифика. Заложена в докембрии гексагональная каркасная решетка Тихоокеанской геосистемы сохранялась и унаследовано активизировалась в последующие тектонические эпохи. Ее каркасные элементы выполняли во многих случаях роль структурных направляющих тектодинамической эволюции частных подсистем глобальной геосистемы Пацифика.

Предложенная модель структурирования дна океана перспективна в технологическом отношении. Это обеспечивается строгой геометрической формой Тихоокеанского гексагона и возможностью представления его структурного плана совокупностью геометрических фигур. Подобные фигуры уверенно строятся методами машинной графики на цифровой картографической основе, отображающей положение морфоструктур океанического дна и пространственно определенных геолого-геофизических и геохимических данных. Интегрированный анализ комплекса данных, выполненный средствами геоинформационных технологий, позволяет на качественном и количественном уровнях осуществить их компьютерное сопоставление с параметризованными характеристиками гексагона и его частных структурных составляющих. Это позволяет подтвердить объективность идентификации гексагонально структурированной геосистемы Тихого океана и выявить спектр неизвестных ранее структурно-геодинамических критериев минерагенического прогноза и пространственной корреляции геологических событий.

Литература

1. *Муравьев В.В.* Изучение геосреды: геодинамические и структурные аспекты // Геоинформатика. 2000. № 3. С. 8-15.
2. *Муравьев В.В., Никишин Д.А.* Закономерная структурированность геопространства – естественная модель электронного образа Земли // Системы и средства информатики. Спец. выпуск: Геоинформационные технологии. М.: ИПИ РАН, 2008. С. 265-272.
3. *Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 220 с.
4. *Удинцев Г.Б.* Тихий океан. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 392 с.

Дайковые комплексы мезозойской островной дуги Малого Кавказа и несущая ими информация о геодинамических обстановках формирования, основанная на их изучении

Дайки являются достаточно широко распространенными магматическими образованиями, однако им уделяется значительно меньше внимания, чем вулканитам и интрузивным телам. Еще меньше внимания уделяется комплексу даек различного состава, образующих дайковые поля, когда на ограниченных участках численное количество их измеряется порой первыми сотнями, а расстояние между отдельными дайками измеряется первыми метрами. Такие участки – дайковые поля – имеются и в пределах СВ склона Малого Кавказа, являющегося мезозойской островодужной структурой, они несут определенную информацию о геодинамических условиях формирования структурно-формационных зон или отдельных её составляющих. В настоящей статье рассматриваются Мровдагское, Кедабекское и Мехманинское дайковые поля Малого Кавказа, которые слабо изучены [3], хотя при картировании они отражены на крупномасштабных картах и упоминаются в некоторых публикациях.

Мровдагское дайковое поле располагается на северном крыле одноименного поднятия (антиклинория, по П.Н. Паффенгольцу, Л.Н. Леонтьеву), которое по Э.Ш. Шихалибейли [4] является высокоприподнятой асимметричной опрокинутой на юго-запад крупной структурой Малого Кавказа протяженностью в 90 км, при ширине от 4–5 до 12 км. Данная структура в центральной части сложена нижнебайосскими базальтами, андезибазальтами, на крыльях появляются верхнебайосские риолиты. На крыльях складчатость выражена пологими синклиналями, а с приближением к осевой полосе структуры углы падения крыльев складок становятся крутыми, до вертикальных, соответственно складки становятся узкими. В наиболее приподнятых частях фиксируются небольшие интрузивные тела кварцевых диоритов (г.Кошгардаг и др.). Южное крыло Мровдагского поднятия, сложенное вулканитами нижнего и верхнего байоса, надвинуто на меловые отложения соседнего Торурагачайского синклинория Севано-Акеринской шовной зоны с офиолитовым комплексом пород. На северном крыле антиклинория фиксируется дайковое поле почти на всем протяжении Мровдагской структуры. Дайки имеют преобладающе андезибазальтовый состав, меньше встречаются более основные и кислые типы пород. Протяженность обнажен-

¹ Институт геологии НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан

ных тел достигает 1 км, при мощности от 3–5 до 15–20 м. Расстояние между отдельными дайками от 5 до 25 м.

Таким образом, южное крыло Мровдагского антиклинория надвинуто на молодые отложения соседней структуры, а на северном крыле сформировались зияющие трещины, заполненные магмами даек. Встает вопрос: какая связь между этими двумя формами тектонических позиций крыльев Мровдагской структуры? Из многочисленных публикаций известно, что каждая структурно-формационная зона имеет индивидуальные черты самостоятельного развития. В процессе формирования мезозойской островной дуги отдельные сегменты проходили различные стадии становления и образования континентальной коры. Сформировавшийся в средней юре Мровдагский сегмент островной дуги испытывал растяжение – спрединговую ситуацию, что привело к сильному сжатию центральной части структуры и надвигу южного крыла на шовную зону. Северное крыло, соседствующее с Дашкесанским синклинирием, оказывало также давление на эту структуру, выделяющуюся мощными карбонатными отложениями верхней юры (оксфордские массивные известняки), что может быть объяснено резким углублением среднеюрского морского бассейна под давлением с юга Мровдагского спрединга и заполнением его впоследствии верхнеюрскими отложениями.

Кедабекское дайковое поле. Северо-западнее Мровдагской надвиговой структуры размещается крупное Шамкирское поднятие (ранее антиклинорий) протяженностью в 100 км. Это гетерогенная складчатоглыбовая структура с выходами на дневную поверхность метаморфизованных терригенно-осадочных пород фундамента с широким развитием среднеюрских магматитов контрастной базальт-риолитовой формации и средне-верхнеюрских гранитоидов. Дайки разного петрографического состава и разного простираения встречаются как среди интрузивов, так и среди вмещающих среднеюрских эффузивов основного и среднего состава. Однако дайковое поле образовано в пространстве между южным обрамлением верхнеюрского Кедабекского интрузива и выходами одновозрастного кварцдиоритового массива, названного Шамкирским. Породы «дайкового поля» представлены преобладающими диорит-порфиритами, реже более основными и кислыми разновидностями. Они размещаются среди батских андезибазальтов средней юры. Г.И. Керимов [1] считал их корнями излившихся лавовых потоков, однако они по геологическому положению также являются верхнеюрскими. Плотность дайковых тел достаточно высокая, расстояние между отдельными телами даек на узком участке в 1000 м не превышает 5–15 м, что позволяет говорить об их внедрении в процессе растяжения, когда образовалась сеть параллельных трещин, заполненных впоследствии магмой и обра-

зовании на этом пространстве верхнеюрского грабена. Это, возможно, результат верхнеюрской перестройки тектонического плана региона Малый Кавказ, отмеченной Э.Ш. Шихалибейли.

Мехманинское дайковое поле. В этой же мезозойской островной дуге Малого Кавказа находится Агдамская антиклинальная структура, рассеченная региональным северо-западным разломом. По разлому внедрились: Мехманинский кварц-диоритовый массив, вытянутый также в СЗ направлении; ряд штоков-сателлитов того же состава по разлому на расстоянии от 3 до 15 км от главного массива, а также, на СЗ окончании главного массива, серия сближенных даек преобладающего среднего состава. Мощность даек 10–15 м, расстояние между ними от 5 до 25 м, общее направление даек средне-кислого состава СЗ, согласно общему простиранию крупных структур Малого Кавказа и регионального разлома. Дайки более поздних лампрофиров имеют СВ простирание [2]. Это обычная приуроченность магматических комплексов к тектоническим нарушениям.

Таким образом, анализ размещения дайковых комплексов свидетельствует о различных стадиях геодинамических условий в период их формирования. В первом случае дайковое поле формируется в результате локального спрединга с образованием надвигов на близлежащие структуры. Во втором – это результат местного растяжения без кардинальных изменений близлежащих структур. В третьем случае – внедрение магм в зону разлома и заполнение тектонических трещин.

В зависимости от геодинамических условий и пройденной им стадии формирования дайковые комплексы могут служить указаниями на тот или иной тип оруденения, связанный с ними.

Литература

1. Керимов Г.И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963. 220 с.
2. Керимов А.Д. Петрография и рудоносность Мехманинского гранитоидного интрузива. Баку: Изд-во АН АзССР, 1965. 126 с.
3. Мустафаев Г.В. Мезозойские магматические формации // Геология Азербайджана. Т. 3: Магматизм. Баку: Нафта-Пресс, 2001. С. 28-186.
4. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития СВ части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966. 264 с.

Синергетика территории холмов Тала (Рейнерская область)

Во время белорусской научной антарктической экспедиции 2008–2009 гг. на территорию Восточной Антарктиды (Земля Эндерби, гора Вечерняя) проводились также изучение глубинного строения и оценки состояния недр. Основа исследований – геофизический мониторинг, проводимый в стационарных обсерваторских условиях и на полевых геофизических реперах. Опорные базовые станции и реперы сети геофизического мониторинга привязаны к геоэлектрическим и геодинамическим неоднородностям территории, выявленным по геологическим данным. Геологическое строение территории, картирование и определение характеристик основных аномальных геолого-геофизических неоднородностей выполнено методом комплексной геологической съемки с геофизической корректировкой.

Площадь района работ ограничена с юга ледником, с севера – морем. Обнаженность территории исследований составляет более 65%. Южная, более высотная часть препарирована ледником и «обработана» солнцем. Северная горная и низинная приморская части территории препарирована ветром. Открытость территории и плотность сети наблюдений позволили построить подробную геологическую карту и детально изучить территорию.

При полевом изучении территории исследований выделены три геологические, геоэлектрические и геохимические неоднородности. Основную часть территории занимает массив эндербитоидов, который разделен субширотной зоной чарнокитоидов на южный и северный геоблоки. Южный блок сложен в основном кислыми слабо сцементированными разновидностями эндербитов. Породы серого или темно-серого цвета с зеленовато-оливковым оттенком обычно имеют среднекристаллическую структуру и гейсовато-полосчатую текстуру, а в целом массивный полосчатый облик. Их полосчатость подчеркнута маломощными полосами темноцветных минералов, представленных пироксенами, биотитом и магнетитом. Простираение линейной полосчатости колеблется в пределах 285–300°. Локальные выделения темноцветных минералов гиперстена, биотита, магнетита и, в единичных случаях, граната встречаются в виде агрегатов, прожилков и отдельных гнезд размером 2–3–5 сантиметров. Господствующие высоты в пределах южного блока сложены в

¹ Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

основном разностями пород со струящейся гнейсоватостью и четковидный порфирированной рапакивиподобной структурой. Рапакивиподобные эндрбиты более монолитные и стерильные с минимальным включением агрегатных и жильных мономинеральных выделений.

Северный блок отличается от южного эндрбитоидами более среднего состава. Породы плотные, серого или темно-серого цвета с дымчато-синеватым оттенком обычно имеют средне-мелкокристаллическую структуру и гнейсовато-полосчатую текстуру, внешне монолитный, массивный облик, на сколе сланцеватые. Полосчатость выражается мало-мощными полосами темноцветных минералов, представленных пироксенами, биотитом и магнетитом. Простирание линейной полосчатости колеблется в пределах 285–300°. Локальные выделения темноцветных минералов гиперстена, биотита, магнетита и в единичных случаях, граната встречаются в виде агрегатов, прожилков и отдельных гнезд размером 2–3–5 см и отмечаются к югу от сопки Рубин вблизи минерализованной чарнокитоидной зоны Вечерняя. Рапакивиподобные эндрбиты в пределах северного блока не встречены.

Толщи гнейсо-эндрбитов рассечены гранитоидными жильно-дайковыми комплексами трех генераций. Первую генерацию представляют синкинематические эшелонированные жилы-дайки крупно-гигантокристаллических чарнокитоидов без контактных изменений, механически неотделимых от вмещающей породы. Следующая генерация – одиночные жилы-дайки крупнокристаллических чарнокитоидов с приконтактовыми изменениями, отличающиеся от вмещающей породы более высокой либо более низкой прочностью. Самые молодые жилы-дайки – мелко-средне-крупнокристаллических розовых гранитоидов с приконтактовыми изменениями в виде зоны закалки, равной или более низкой прочности, чем вмещающие породы.

Однородные поля эндрбитов включают пятнистые чарнокиты – останцы первично-магматических пород представляющих собой одиночные (обломки, линзы) угловатые и сферические тела и вытянутые будинообразные гирлянды соединенных между собой угловато-шарообразных тел мощностью от 1 до 20 м. По направлению мыс Рог – сопка Рубин согласно гнейсоватости простирается мощный останец чарнокитов, выделяющийся в масштабе съемки как самостоятельное геологическое тело – минерализованная чарнокитоидная зона мощностью 150–300 м. Параллельно вышеуказанным на крайнем юге (из-под льда) и на севере (берег моря) обнажаются фрагменты возможно аналогичных образований. Минерализованная чарнокитоидная зона состоит из двух крупных частей: на западе – Гнездовая и в центре – Вечерняя. Внутреннее строение зоны представлено чарнокитами разной степени метаморфизации от

плотных, массивных, прочных, малоизмененных, до слабосвязанных, рассыпчатых, песчаникоподобных с параллельной псевдослоистостью. Среди чарнокитоидов встречаются пластовые тела лейкократовых (аплиты) пород мощностью от десятков сантиметров до десятков метров, почти лишенных темноцветных минералов или содержащих рассеянные зерна граната.

Практически по всей толще чарнокитоидов развита наложенная минерализация. Локально, преимущественно в районе развития рапакиви-эндербитов, зона имеет высокообогащенные минерализованные участки. Минерализация представлена гранатом типа пироп, магнетитом (титаномагнетитом). Гранат присутствует в виде прослоев зернистых агрегатов (до 30–50 см) или отдельных сравнительно крупных порфириобластов. Меланократовые (магнетит) образуют жилоподобные, будинообразные мономинеральные скопления в виде монокристаллов, сплошных масс и зернистых агрегатов. В районе горы Вечерняя отмечены одиночные участки с налетом гидроокислов меди, а у северного подножия сопки Рубин встречены зерна пирита. Гетерогенные породы зоны в механическом отношении менее устойчивы, чем вмещающие эндербитоиды, и в рельефе выражены долинообразными понижениями.

Сочленения минерализованных субширотных зон с вмещающей толщиной, как правило, конкордантны. Непосредственные контакты чарнокитов с эндербитами очень редки. В области сочленения вмещающие породы преобразованы до гибридных чарнокитизированных эндербитов, пород с чарнокитоидной мелкокристаллической палеосомой, эндербитоидной гнейсоватой текстурой и овоидными фемическими выделениями (рис. 1). Мощность гибридного обрамления достигает 100–200 м в южном направлении и 50–100 м – в северном.

Кроме процессов тектонотермальной переработки тектоническая деятельность проявилась в виде наложенных деформаций, выраженных жильно-даймовыми комплексами и сериями дизъюнктивов. Толща эндербитов «пронизана» сериями эшелонированных, линейных и извилистых по простиранию гетерогенных жил-даек и прожилков гранитоидов и чарнокитоидов иногда без видимых приконтактных изменений, расчленена регматической сетью трещин, организованных в виде разломных зон, эшелонированных сдвиговых структур и очагов дробления (рис. 2). Характер соотношения с вмещающими породами и кинематический анализ дизъюнктивов позволил определить порядок и условия их развития.

Самая древняя система напряжений восстанавливается по нормали к простиранию гнейсоватости и останцов древних чарнокитов. Характерные черты – нежесткий внешний вид и региональный план диссипации энергии, палингenez, пластичность вмещающих отложений, смещение

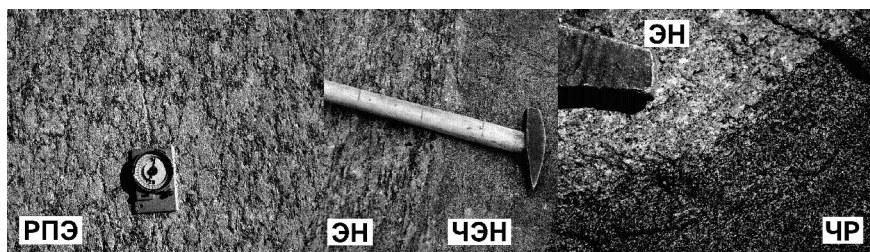


Рис. 1. Типичные породы и характер их соотношений.
 РПЭ – рапакиви-эндербит; ЭН – эндербит; ЧЭН – чарнокито-эндербит;
 ЧР – чарнокит

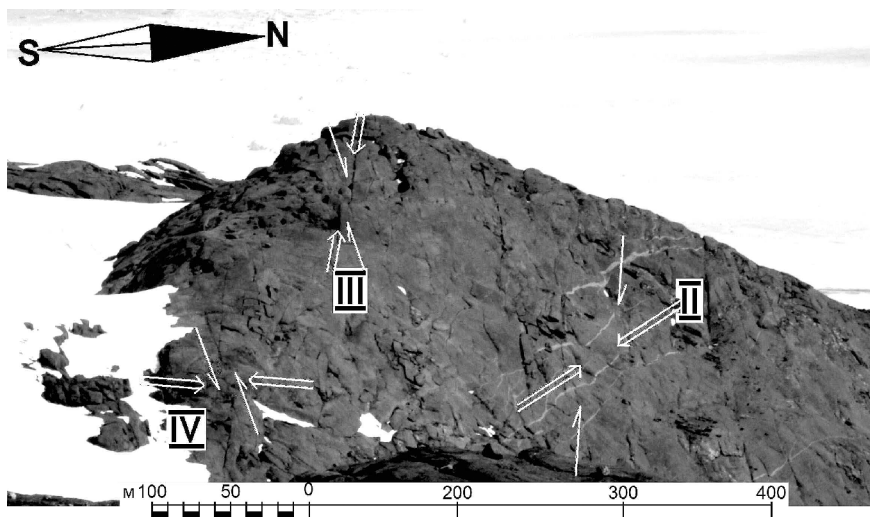


Рис. 2. Реконструкция систем палеонапряжений второй (II), третьей (III), четвертой (IV) генерации

блоков чарнокитов без явной плоскости сместителя, но с разломной четкостью и завихрением гнейсоватости. С началом кратонизации меняется энергетика среды и процессов. Энергия становится полигармоничной, формирует в отвердевшей коре дислокации, а создавшиеся напряжения по ним релаксируют, образуя дайки и трещины. Постоянно происходит ротация напряжений. Направление главного напряжения сжатия- $355-10^\circ$, активное направление разрушения, ось правостороннего смещения $310-320^\circ$ – эшелонированные жилы-дайки. Эшелон трещин, смещение правостороннее, направление главного напряжения сжатия – $75-85^\circ$.

Направление главного напряжения сжатия – 305–325°, активным направлением разрушения стало подготовленное и энергетически выгодное направление левостороннего смещения. 350–10° – одиночные жилы-дайки постмагматических чарнокитоидов. Самые молодые дайки мелко-средне-крупно-кристаллических розовых гранитоидов с зоной закалки образованы в условиях субполярного сжатия. Современные дислокации – послеледниковые очаги дробления, (первые метры в поперечнике). Степень дробления пород любой прочности на обломки размером 7–10 см отвечает действию высокочастотных волн глубинной энергии. В таких условиях возможно проявление сейсмичности.

Разноплановые тектонические процессы вызываются различными энергетическими обстановками. Тектонотермальные процессы палингенеза, смещение перерабатываемых блоков чарнокитов в псевдожидкой среде без явно выраженной плоскости сместителя и приграничные захвращения гнейсоватости характерны для открытой энергосистемы с региональным планом диссипации энергии. Структурно-текстурные особенности вмещающих пород отвечают условиям поверхностного очага, «нежерловой» кальдеры, где внутреннее перераспределение вещества и образование полосчатой гнейсоватости происходило в процессе плавления и под действием тангенциальных напряжений. Праплутоны рапаки-виподобных эндербитов, эшелонированные неосомные жилы-дайки, начало кратонизации, гравитационной делимости земной коры на сферы с разными видами и потенциалами энергий. Энергия диссипирует локально, резонансно, в общем плане переходит в системе волна–дислокация–напряжение–деформация, а в создающихся волноводах происходят особые процессы передачи энергии-вещества.

М.А. Нагорный¹

Строение и условия образования Оршанской впадины

Оршанская впадина расположена в основном в пределах северо-восточной части Беларуси, только своей северо-восточной частью она заходит на территорию России. На западе и юго-западе она обрамлена Белорусской, а на востоке Воронежской антеклизмами. На севере Велижская, а на юге Жлобинская седловины отделяют ее соответственно от Среднерусского авлакогена и Припятского прогиба.

¹ Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

В генерализованной структуре поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы ее можно рассматривать как крупный юго-западный структурный залив Московской синеклизы.

В палеотектоническом плане Оршанская впадина является северо-восточным звеном единого позднерифейско-ранневендского Вольно-Оршанского прогиба.

В чехле Оршанской впадины выделяются катаплатформенные дальсландский (скв. Рудня 1, мощностью 255 м) и нижнебайкальский (до 1000 м), а также плитные верхнебайкальский (до 500 м), герцинский (свыше 500 м) и киммерийско-альпийский (до 100 м) структурные комплексы.

Большинство моделей строения Оршанской впадины, которые были созданы во второй половине прошлого века, базировалось на представлении о крайне редкой сети разломов в пределах этой депрессии [1, 4]. Новые исследования, основанные на интерпретации сейсмопрофиля МОГТ Чериков–Усвяты, позволили установить более густую, чем это делалось ранее, сеть платформенных разломов в пределах Оршанской впадины [2, 3].

Комплексные исследования с привлечением всех геологических и, частично, геофизических (магнитометрических) данных дали основание выделить новые разрывные нарушения, проникающие в чехол главным образом в юго-западной части депрессии (рисунок).

Исходя из новых построений, можно сделать вывод, что поверхность фундамента в пределах Оршанской впадины представляет собой систему блоков, ограниченных разломами преимущественно северо-восточной ориентировки. Депрессия разделена на две почти равные части системой поднятий северо-восточного простирания – узким Центрально-Оршанским и его юго-западным продолжением, более широким Осиповичским горстами (см. рисунок). Юго-восточную половину впадины образуют Могилевская и Кричевская тектонические ступени, где поверхность фундамента в целом падает на северо-запад. В северо-западной половине выделяется система депрессий, непосредственно примыкающих к центральному горстовому поднятию – Руднянскому и его юго-восточному продолжению – Червенскому грабенам. Северо-западнее этой зоны находится серия тектонических ступеней, наклоненных к юго-востоку, – Витебская, Толочинская и Смиловичская. Северо-западный борт впадины образуют Шумилинская и Минская тектонические ступени, также наклоненные к востоку и юго-востоку. Продольные системы тектонических ступеней местами разделены горстообразными выступами (Богушевский, Борисовский) (см. рисунок).

Необходимо отметить, что в целом тектонические ступени юго-восточной половины Оршанской впадины наклонены по поверхности фундамента к северо-западу, а северо-западной половины – к юго-востоку.

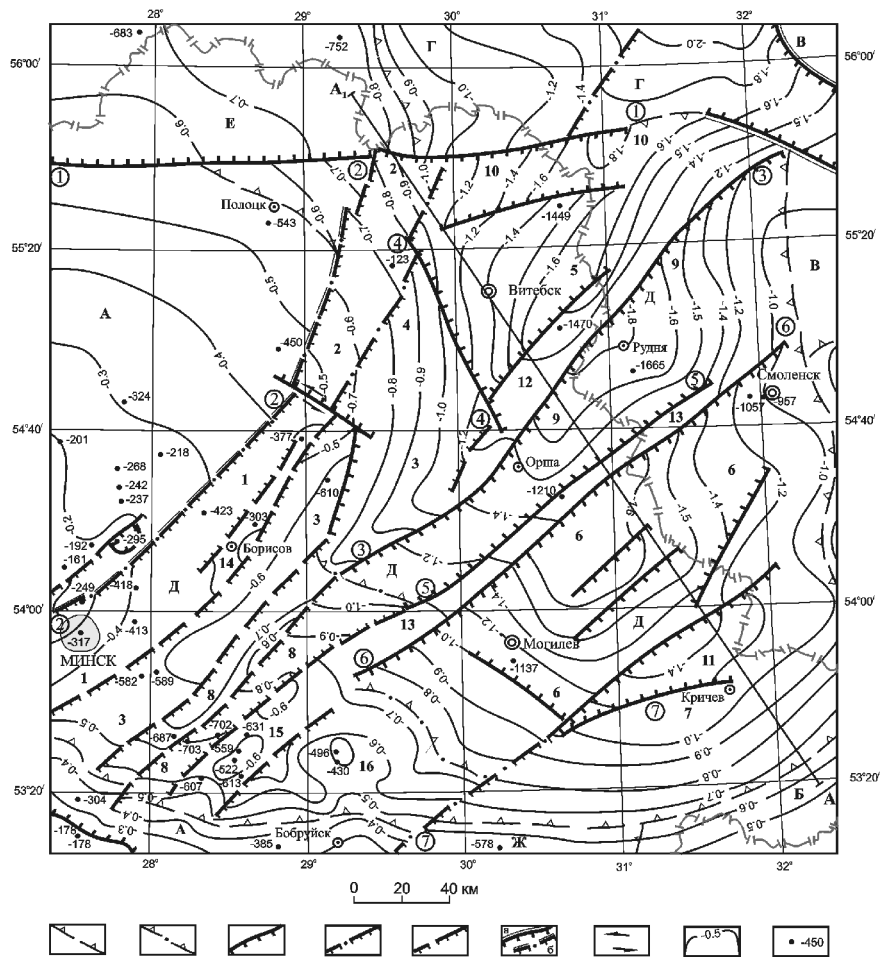


Рисунок. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента Оршанской впадины и соседних структур.

1, 2 – условные границы структур: 1 – антеклиз, синеклиз и седловин, 2 – внутри Оршанской впадины; 3–5 – разломы: 3 – выделенные по сейсмическим и магнитометрическим данным, 4 – выделенные по магнитометрическим и геологическим данным, 5 – предполагаемые по геологическим данным; 6 – бортовые разломы палеорифтов; 7 – разломы со сдвиговой составляющей; 8 – изогипсы поверхности фундамента, км; 9 – глубина залегания поверхности фундамента в скважине в км.

Структуры: А, Б – антеклизы; А – Белорусская, Б – Воронежская; В – Московская синеклиза; Г – Среднерусский авлакоген; Д – Оршанская впадина; Е, Ж – седловины: Е – Латвийская, Ж – Жлобинская.

Внутренние структуры Оршанской впадины: 1–7 – тектонические ступени: 1 – Минская, 2 – Шумилинская, 3 – Смиловичская, 4 – Толочинская, 5 – Витебская, 6 – Мо-

гилевская, 7 – Чериковская; 8–11 – грабены: 8 – Червенский, 9 – Руднянский, 10 – Велижский, 11 – Мстиславский; 12–15 – горсты: 12 – Богушевский, 13 – Центрально-Оршанский, 14 – Борисовский, 15 – Осиповичский; 16 – Кличевское поднятие.

Цифры в кружках – основные разломы: 1 – Полоцкий, 2 – Минский, 3 – Кохановский, 4 – Витебский, 5 – Оршанский, 6 – Смоленский, 7 – Кричевский

Структурные поверхности рифея и венда в пределах Оршанской впадины представляют собой моноклинали, наклоненные с юго-запада на северо-восток.

Вероятный механизм образования осадочных бассейнов типа Оршанской впадины мог протекать по следующему сценарию. Вначале над астеносферным выступом происходит прогревание литосферы, подъем поверхности М и, как следствие, образуется сводовое поднятие, в котором возникают напряжения растяжения и формируется система листрических расколов, направленных от центра к периферии. Затем эрозия сводового поднятия и проседание коры под остывающим астенолитом приводят к формированию осадочного бассейна, состоящего из системы наклоненных ступеней. Финальная стадия развития депрессии предполагает термальную релаксацию (остывание) литосферы над остывшим астенолитом и дальнейшее погружение бассейна. Однако нисходящие вертикальные движения при термальном погружении обычно сопровождаются напряжениями горизонтального сжатия в самом бассейне.

Такая схема образования Оршанской впадины и, возможно, всего Вольно-Оршанского прогиба близка к модели рифтинга, предложенной Д.Маккензи [5].

Формирование Оршанской впадины происходило в позднем рифее – раннем венде на протяжении раннебайкальского этапа. В это время она развивалась как северо-восточная часть Вольно-Оршанского прогиба.

Исходя из геодинамической модели, можно выделить две стадии в развитии впадины – синрифтовую (погружение по разломам) в режиме слабого горизонтального растяжения и пострифтовую (опускание бассейна при термальной релаксации литосферы) в режиме горизонтального сжатия.

Первая стадия отвечает времени накопления глинисто-песчаной и нижней части глинисто-песчаной с рассеянными органогенными постройками формаций нижнебайкальского структурного комплекса. В это время Оршанская впадина развивалась как система однообразных горстов или тектонических ступеней, наклоненных к центральной зоне поднятий. В центральной и северной частях впадины в мелководноморских условиях отлагались вначале глинисто-алеврито-песчаные, а затем – песчаные и гравийно-песчаные осадки. На юге депрессии над приподнятыми крыльями разломов формировались примитивные орга-

ногенные постройки – водорослевые биоритмиты. Это усложняло подводный рельеф и периодически приводило к накоплению подводно-оползневых образований – диамиктитов – как на склонах биоритмитов, так на опущенных бортах грабенных и полуграбенных.

Вторая стадия (пострифтовая) соответствует времени накопления верхней части песчано-глинистой с рассеянными органогенными постройками формации нижнебайкальского комплекса. Общее погружение Оршанской впадины привело к более спокойному тектоническому режиму. В центральной и северо-восточной частях депрессии над зонами приподнятых бортов тектонических ступеней и горстовыми поднятиями при частых обмелениях бассейна и переотложении псаммитового материала отлагались толщи кварцевых песков.

В самом конце второй стадии формирования Оршанской впадины начал проявляться режим горизонтального сжатия – сбросы, ограничивающие тектонические ступени, стали перерастать во взбросы.

В условиях дифференцированного подводного рельефа отлагались олигомиктовые пески и алевроиты попеременно с диамиктитами.

На протяжении позднебайкальского (ранневендского–раннекембрийского) и герцинского (раннедевонско–раннепермского) этапов Оршанская впадина не развивалась как самостоятельная структура. Ее территория вовлекалась в прогибание со стороны Московской синеклизы и представляла собой пологий юго-западный борт последней.

В киммерийско-альпийский этап (юрско-неогеновый) юго-восточная половина Оршанской впадины входила в состав пологого северного борта Украинской синеклизы.

Таким образом, Оршанская впадина заложилась и развивалась на протяжении раннебайкальского этапа как часть Вольно-Оршанского прогиба.

В позднебайкальский и герцинский этапы ее территория являлась юго-западной бортовой зоной Московской синеклизы, а в киммерийско-альпийский ее юго-восточная часть входила в состав Украинской синеклизы.

Литература

1. Тектоника Белоруссии / Ред. Р.Г. Гарецкий. Минск: Наука и техника, 1976. 176 с.
2. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Климович И.В. Тектоника Оршанской впадины. Мн., 1985. 112 с.
3. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Кудрявец И.Д., Старчик Т.А. О тектонике Оршанской впадины и ее соотношении со структурами фундамента // Докл. НАН Беларуси. 2004. Т. 48, № 1. С. 88-92.
4. Разломы земной коры Беларуси / Ред. Р.Е. Айзберг. Мн., 2007. 372 с.
5. McKenzie D.P. Some remarks on the development of the sedimentary basins // Earth and Planet Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 25-32.

**О псевдоскладчатом контроле аплитовых даек
в палеозойских интрузивах юга Приморья**

Процессы интрузивного магматизма происходят при тектонической и / или геодинамической активизации, а, значит, в условиях интенсификации полей напряжения. Неслучайно большинство гранитных массивов на карте Приморья согласуется с линейной складчатостью, свидетельствующей о преобладании внешнего тектонического воздействия. Других сведений о влиянии геодинамики на структуры интрузивов, очень важных при составлении региональных моделей геодинамики и магматизма, исключительно мало. Фиксируемые попутно с вещественными исследованиями неоднородности массивов по традиции объясняются становлением самого магматического очага, чаще по схеме прямой или обратной зональности относительно центра или контактов. Однако в мировой и отечественной практике достаточно примеров несоответствий реальных рисунков строения магматических тел с представлениями об их очаговом саморазвитии. Одно из таких несоответствий – линейные складчатого типа рисунки поздних жильных или дайковых аплитовых фаз. Такие рисунки в разной степени характерны почти для всех изученных нами мезозойских и палеозойских интрузивов [1, 2] (более 10). Заметим, все эти интрузивы – S-типа и имеют сходные структурные рисунки, но по-разному ориентированные в зависимости от смены планов напряжения и деформаций. Наиболее информативны с этой точки зрения разновозрастные Тафуинский и Гродековский интрузивы. При формировании первого из них доминировало продольное сжатие, направленное в секторе ССЗ-350° – ССВ-30°, а второго – в секторе ЗЮЗ-(255–285°). Тафуинский интрузив, вытянутый на ВЮВ, находится на северном побережье залива Петра Великого, в 50 км западнее г. Находка. Он сложен светло-серыми слюдистыми гранитами, датирован ордовиком [3]. Меридионально удлинённый Гродековский гранитный массив расположен к западу от оз. Ханка. U-Pb возраст его цирконов – позднепермский (Кутуб-Заде и др., 2006 г.). Строения обоих массивов весьма сходны, поэтому подробнее охарактеризуем один из них.

В Тафуинском массиве зафиксировано четыре структурных рисунка. Первый представлен траекториями сланцеватости останцов вмещающего каркаса, второй предопределен первым и сложен теневой полосчатостью гранитов. Для упрощения тот и другой мы относим к *пассивному*

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

типу структурного рисунка. Третий рисунок образован контактами обособлений гранитов первой фазы с останцами протокаркаса, а четвертый составлен аплитами второй фазы становления массива. Последние два отнесены к *активному типу*, поскольку синхронизированы с интрузивом. Предметом особого внимания стал четвертый – аплитовый рисунок как наиболее отчетливо выраженный в структуре обоих массивов. Он связан с проявлением сопряженных сколов, продуктов внешнего продольного сжатия. Сколы послужили непосредственной причиной контроля аплитов. Фиксируются X-, V-, Y-, U-образные сочетания даек (или жил), контролируемых сколами. Знаменательно, что нередко жилы принимают форму волнистых и угловатых складок. Их правильнее называть псевдоскладками, поскольку природа их не вызвана смятием. Складчатые формы характерны для большинства изученных массивов, независимо от возраста и развиты как в останцах протопород, так и в самих гранитах. Размерность наблюдаемых в коренных обнажениях псевдоскладчатых форм (первые метры – десятки метров) соответствует третьему–четвертому порядкам складок структурного каркаса. Фрагментарно, подтверждая принцип структурного подобия, сшиваются сколовые псевдоскладки второго порядка (сотни метров). Ориентировки шарниров мелких аплитовых псевдоскладок второго–четвертого порядков и линий сопряжения в пересекающихся плоскостных формах даек, причем разных генераций, согласуются между собой и отвечают положению средней оси близгоризонтального напряжения σ_2 при ССВ ориентировке главного сжатия σ_1 .

Примечательно, что псевдоскладки не искажают структурные рисунки, образованные сланцеватостью в останцах и теневой полосчатостью в гранитах. Это затрудняет объяснение генерации активного рисунка процессами пластического течения расплава, выдавливания, избирательного замещения. Проинтерпретируем вариант сколового формирования канвы аплитового структурного рисунка (рисунок, фрагмент А). Допустим, в начале аплитовой фазы после снижения резко нарастает интенсивность сжатия σ_1 , которое приводит к формированию двух сопряженных систем сколов (встречных надвигов) S_1 и S_2 . Вмещающая среда, соответствующая вмещающему каркасу и абстрактно выраженная сжатой складкой (слои на крыльях – S_0), деформируется по типу чистого сдвига субгоризонтальным продольным сжатием. Будем считать среду изотропной, поскольку сжатие ориентировано субнормально к крутым, по статистике, крыльям. Согласно хорошо известному преобладанию одной из сопряженных сколовых систем [4, 5], в нашем случае доминирует та (S_1 или S_2), сколовые движения по которой согласуются с восходящими движениями на своем крыле складки. Доминантные сколы превосходят

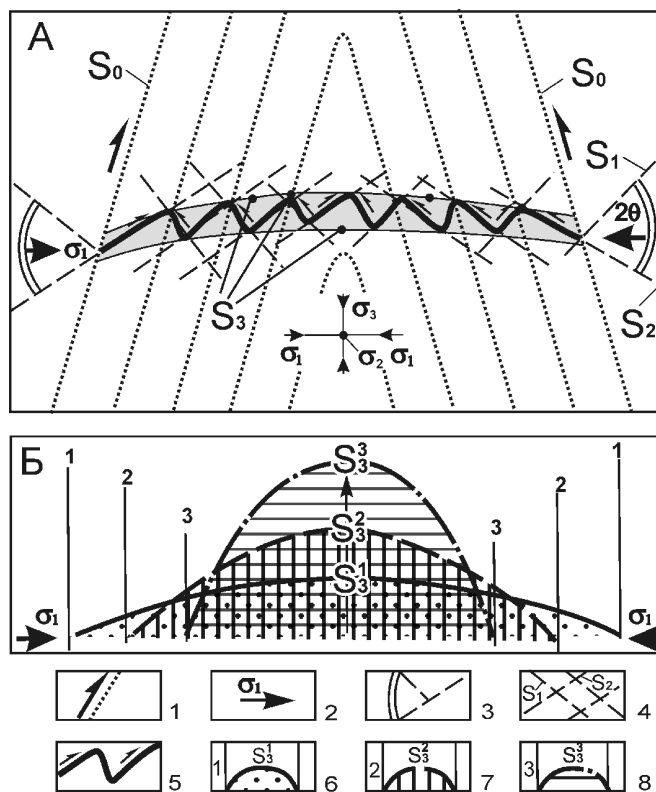


Рисунок. Схема формирования псевдоскладчатого контроля аплитовых даек 1 – слои (S_0) деформируемой сжатием среднестатистической складки вмещающего каркаса, стрелки – направление межслоевых движений; 2 – направление продольного сжатия; 3 – угол сопряжения (двойной угол скальвания – 2θ); 4 – сопряженные сколы S_1 и S_2 , стрелки – направление сколовых смещений; 5 – псевдоскладчатые аплитовые дайки (стрелки – надвиговые смещения) в зоне растяжения с поверхностями S_3 (серый фон); 6-8 – предполагаемые искривления S_3 в 3 стадии прогрессирующего сжатия: 6 – первая, 7 – вторая, 8 – третья

угнетенные сколы длиной, частотой проявления и, видимо, амплитудой надвигания. В итоге сочетания сколов S_1 и S_2 образуют угловато-волнистую разрывную поверхность. В реальных условиях зачастую угловатость ее сглажена в результате наложения более мелких сопряженных сколов – продуктов мерцательных импульсов. Поскольку сколовые псевдоскладки аплитизированы, следовательно, они испытывали растяжение. Теоретически растяжение возникает в зонах, близпараллельных осям σ_1 и σ_2 , в нашем случае – очень пологих. Обозначим поверхности

такой зоны – S_3 . Видимо, в ее пределах и происходит приоткрывание сочетающихся сколов, достаточное для их выполнения магматическим или жильным веществом.

Сколами, образующими псевдоскладки, во многом контролируется и гранитное вещество, замещающее протопороды. Зачастую псевдоскладчатые структуры, в мелких формах плохо отличимые от теневых складок, выявляются по наблюдениям сколового обрамления сводообразных обособлений гранитов, соразмерных со складками второго порядка и благодаря статистике ориентировок обрамляющих сколов дающих на соответствующей диаграмме пояс цилиндрической складчатости. Если контроль гранитов организуется по той же схематике, что и аплитов, а гранитная фаза по времени значительно превышает аплитовую, то, возвращаясь к предлагаемой модели, предположим, что при дальнейшем сжатии поверхности зоны S_3 , постепенно изгибаются, занимая положение $S_3^1 - S_3^2 - S_3^3$ при поэтапном сжатии (рис., фрагм. Б). Процесс изгиба S_3 способствует формированию некоего свода и разуплотнению в нем среды с развитием мелкой пористости и мелкой трещиноватости, заметно не нарушающих сплошность субстрата, где и происходит гранитизация за счет проникновения эндогенного вещества. По-видимому, такая зона S_3 не должна быть единственной. Теоретически можно ожидать проявление нескольких таких зон, соседствующих по вертикали с определенным тектоническим шагом.

Наложение пассивного и активного рисунков, а также наложенные соотношения мелких внутрифазных сопряженных окварцованных и неминерализованных сколов свидетельствует о пульсирующем характере сжатия. Продолжительные импульсы, соизмеримые с гранитной и аплитовой фазами, сопровождаются двукратным правосторонним изменением азимута осей напряжения (относительно сжатия по азимуту 20° при формировании структур каркаса) – каждый с угловым шагом $\sim 10^\circ$.

Итак, показано, что позицию, архитектуру и дайковый рисунок изученных массивов определило продольное сжатие. Эффекты активного движения магмы и развития магматических очагов структурно не проявлены и в других разновозрастных изученных массивах Приморья.

Литература

1. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Коваленко С.В., Кутуб-Заде Т.К. Меловые интрузивы Южного Приморья: Тектоническая позиция, структуры, динамика их формирования // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 5. С. 73-86.

2. Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций юго-западного Приморья // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 3-21.

3. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1993. 31 с.
4. Шерман. С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ф. Области динамического влияния разломов (в результате моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
5. Ramsey J.G. Shear zone geometry: a review // J. Struct. Geol. 1980. Vol. 2, N 1/2. P. 8-100.

Г.Е. Некрасов¹

Новая геодинамическая модель Анадырского региона Корякско-Камчатской складчатой области

Рассматриваемый регион охватывает в пределах Корякско-Камчатской области сложно построенную зону дискордантного сочленения Пекульнейских покровно-складчатых структур со структурами Тайгоносско-Западно-Корякского и Корякского поясов (рис. 1). Общепринятой схемы районирования и модели развития этой зоны в настоящее время нет. Ключевым моментом большинства опубликованных схем является объединение раннемеловых покровно-складчатых структур Пекульнейского хребта вместе с раннемеловыми структурами Пенжинско-Анадырского сегмента Тайгоносско-Западно-Корякского пояса в единый пояс, формирующий, по мнению авторов этих схем, с позднемеловыми покровными структурами Корякского пояса зону последовательной аккреции комплексов Палео- и Мезопацфики к Верхояно-Чукотской континентальной окраине.

Наши материалы по Тайгоносско-Западно-Корякскому и Пекульнейскому сегментам этой зоны [1–3, 5] и наш анализ данных по Чукотке, Корякии и Камчатке [4, 6] позволяет классифицировать ее как Анадырскую зону тройного сочленения поясов, отвечающую стыку структур трансформной окраины Арктической плиты и структур Сибирско-Омолонской аккреционной окраины с палеоокеаническими и островодужными структурами Мезокорякии (рис. 2).

В истории формирования выделенной зоны три этапа: 1) коллизионный (J_3-K_1), отвечающий коллизии аккреционных структур Сибирско-Омолонской окраины с деструктивными структурами трансформной окраины Арктической плиты; 2) постколлизионный (K_1-K_2), связанный с аккрецией комплексов Корякской палеоокеанической плиты к новообра-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

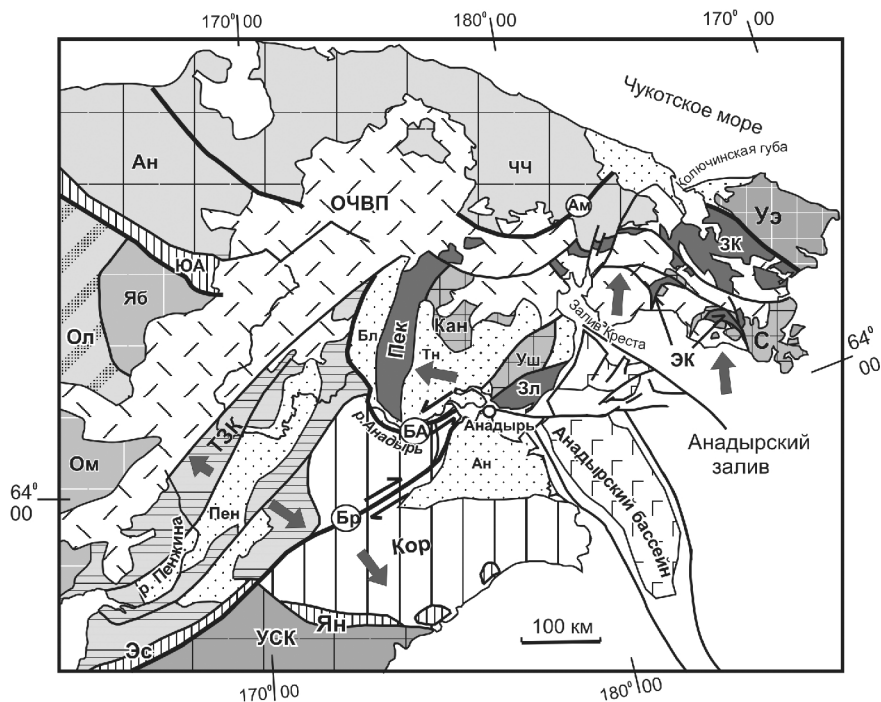


Рис. 1. Схема тектонического районирования Корякско-Чукотского сектора Тихоокеанского пояса.

Верхояно-Чукотская складчатая область (палеоконтинент). Сибирско-Омолонский сегмент: Ом – Омолонский, Яб – Яблонский блоки Омолонского массива, Ол – Олойские структуры Алазейско-Олойского пояса; Чукотский сегмент: Уэ – Уэленский блок Восточно-Чукотского массива; Ан – Аннойская, ЧЧ – Чаун-Чукотская зоны Чукотского пояса; Южно-Анной сатура (ЮА); Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканогенный пояс (ОЧВП).

Корякско-Камчатская складчатая область. ТЗК – Пенжинско-Анадырский сегмент Тайгоносско-Западно-Корякского пояса; Восточно-Чукотский пояс: Кан – Канчаланский, Уш – Ушканьегорский и С – Сениявинский блоки гранитно-купольных структур (переработанные позднемезозойскими движениями блоки Арктической плиты); Пек – Пекульнейская, ЗК – Заливокрестовско-Колучинская, ЭК – Эргувеемо-Курупкинская и Золотогорская зоны покровно-складчатых структур; Кор – Корякский пояс; Укэлят-Срединно-Камчатский (УСК) блок Охотоморско-Камчатского массива; Эс-веемский (Эс) и Янранайский (Ян) сегменты Палано-Янранайской сатуры.

Кайнозойские впадины: Бл – Бельская, Тн – Танюрерская, Ан – Анадырская, Пн – Пенжинская.

Буквы в кружках: БА – Бельско-Анадырский, Бр – Березовский, Ам – Амгуэмский сдвиги.

Стрелками показано направление шарьирования покровных масс

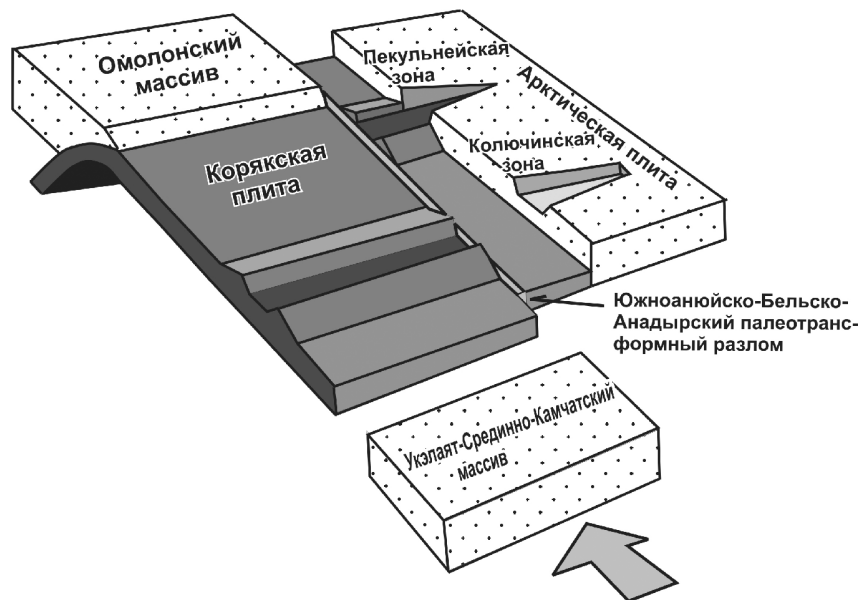


Рис. 2. Схема сочленения Омолонской, Арктической и Корякской плит на доколлизийном этапе развития (J_2-K_1)

зованной Верхояно-Чукотской континентальной окраине и 3) неколлизийный (K_2-Pg_1), обусловленный столкновением Укэляйт-Срединно-Камчатского блока Охотоморско-Камчатского континентального массива [4] с Верхояно-Чукотской активной континентальной окраиной.

Определяющим фактором структурообразования Анадырской зоны тройного сочленения поясов на всех этапах ее развития является различие в ориентировке по отношению к Сибирско-Омолонской и Арктической окраинам Палеокорякского срединно-океанического хребта. В Сибирско-Омолонской окраине структурообразование определялось выдержанным ортогональным типом субдукции Корякской плиты в P_2-K_1 под Сибирско-Омолонскую, в K_1-K_2 – под Верхояно-Чукотскую окраины. Это привело как в доколлизийный (P_2-K_1), так и в постколлизийный (K_1-K_2) периоды к формированию принципиально однотипных по строению раннемеловой и познемеловой аккреционных призм, преобразованных на неколлизийной стадии (K_2-Pg_1) в асимметричную синформную покровную массу, надвинутую на юго-востоке на Укэляйт-Срединно-Камчатский массив, на северо-западе – на вулканические покровы Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса (см. рис. 1).

В Арктической окраине обстановка структурообразования определялась дискордантным положением по отношению к ней Корякского палеоокеанического хребта. Этот тип взаимодействия литосферных плит способствовал появлению в Арктической окраине на доколлизиионной стадии ее развития рифтогенных зон – Заливо-Крестовской и Мечигмен-Ключинской в позднем триасе, Восточно-Пекульнейской и Эргувеем-Курупкинской в средней юре – валанжине, связанных своим происхождением с проградацией Корякского хребта в континентальную окраину (см. рис. 2). В коллизиионную стадию развития деструктивные структуры трансформной окраины Арктической плиты были трансформированы в Южноанюйско-Бельско-Анадырскую сигмоиду (см. рис. 1). Южным ограничением ее на восточном фланге является Бельско-Анадырский левосторонний сдвиг, на западном - разломы Южно-Анюйской сутуры. Эти сдвиги маркируют в современной структуре региона положение Южноанюйско-Бельско-Анадырского палеотрансформного разлома. В процессе формирования сигмоиды доколлизиионный деструктивный план Восточно-Чукотского фланга Арктической окраины был преобразован в мозаику из блоков гранитно-купольных структур (Канчаланского, Ушканьего, Сенявинского), разделенных зонами покровно-складчатых структур (Пекульнейской, Заливокрестовской, Эргувеем-Курупкинской), шарьированных в Пекульнейской зоне на запад, в остальных зонах – в направлении внутренней части Арктической плиты, то-есть в направлениях противоположных движению аллохтонных масс в Тайгонско-Западно-Корякском и Корякском поясах (см. рис. 1).

В постнеоколлизиионную стадию (Pg_2-N) возникшая на месте стыка Омолонской и Арктической континентальных окраин с Корякской плитой структура зоны тройного сочленения складчатых поясов была осложнена крупномасштабным правосторонним смещением ее блоков вдоль Березовского сдвига, входящего в систему глобальной Азиатско-Аляскинской системы сдвигов и сопряженных с ними впадин, связанных своим происхождением со скольжением Тихоокеанской плиты против часовой стрелки вдоль Аляскинско-Азиатской окраины.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 08-05-00409, 08-05-01022, 09-05-00438).

Литература

1. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
2. Марков М.С., Некрасов Г.Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекульней, Чукотка) // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 183-189.

3. Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 6. С. 1433-1436.

4. Некрасов Г.Е. Ультрамафит-мафит-гранулитовая ассоциация хребта Пекульней (Чукотка) – фрагмент раздела мантия–кора зоны рифтогенеза континентальной окраины трансформного типа // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы Третьей междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 72-76.

5. Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М. Допозднепалеозойские офиолиты Запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41-63.

6. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53-79.

В.М. Нечухин¹, В.А. Душин²

**Плитотектонические геодинамические системы
и тектоногеодинамические элементы
Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии**

Урало-Тимано-Палеоазиатскому сегменту Евразии соответствует фрагмент литосферы, располагающийся в ареале сочленения Восточно-Европейской плиты с палеозойскими структурными системами и прилегающими к ним частями Западно-Сибирской плиты. На основании имеющихся материалов реконструкций для сегмента составлены геодинамическая карта и объяснительная записка к ней [1, 2]. В процессе исследований создавалась основа для представлений об участии в сложении сегмента разновозрастных геодинамических систем. Соответственно здесь выделяются геодинамические системы верхнепротерозойского, палеозойского и мезозойско-кайнозойского интервалов (см. рисунок).

Верхнепротерозойские системы. *Русская протоплита* в основном сложена депрессионно-грабеновыми осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами. К ним примыкает полоса сложенных метаморфическими породами выходов прототеррейнов и зона трансстенсивных структур с массивами габброидов и полосой метасланцев. *Тимано-Протоазиатский ороген* сложен ассоциациями полной геодинамической последовательности, включающими образования обстановок океаническо-

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

² Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

го бассейна, пассивной и активной континентальных окраин, а также аккреции террейнов и вулканоконтинентальных ареалов внутритеррейновой коллизии.

Палеозойские системы. Среди палеозойских систем основное значение принадлежит *Уральской орогенической системе*. Ее важным геодинамическим элементом является зона Трансуральского коллизионного шва («зона ГУГР'а»), фиксирующего границу распространения океанических ассоциаций системы. По строению, геодинамике формирования и, вероятно, времени становления шов по простиранию делится на ряд сегментов. Уральская система характеризуется ассоциациями практически полной геодинамической последовательности. В ее сложении участвуют ассоциации обстановок океанического бассейна, включая ассоциации океанической коры, островных дуг, задуговых и междуговых бассейнов, а также пассивной и активной континентальных окраин, аккреции и коллизии. Вдоль коллизионного шва выделены *Талота-Пайпудино-Лемвинский* и *Сакмаро-Кракинско-Тирлянский орогенические пояса*, а также *Бардымская орогеническая зона*. По геодинамике формирования пояса связываются с разной степенью внутриплитной рифтогенной деструкции, что определило развитие в первом поясе осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, а во втором, кроме этого, – ультрабазитов и океанических и островодужных вулканогенных комплексов. Самостоятельную палеозойскую геодинамическую систему образует Печорская эпикратонная впадина. Впадина выполнена терригенными, карбонатно-сланцевыми и карбонатными отложениями, состав и особенности локализации которых отражают ее внутрикратонное положение и геодинамику формирования в обстановках внутриплитного растяжения с накоплением рифтогенно-грабеновых и депрессионно-грабеновых комплексов, эпикратонного бассейна и внутриплитной активизации. В условиях коллизии отложения депрессии подверглись надвиговым и покровно-надвиговым деформациям, а палеограбены унаследовано заполнились пермской и раннетриасовой молассой.

Мезозойско-кайнозойские системы. Для интервала выделяется два типа ассоциаций. Один из них образуется магматическими комплексами рифтогенеза, связанного с процессами в пределах Западно-Сибирской плиты. Другой тип образует осадочные накопления чехла.

Из обзора следует, что в составе геодинамических систем верхнепротерозойского и палеозойского интервалов присутствуют орогенические системы, сложенные ассоциациями полной или почти полной геодинамической последовательности. Это позволяет считать, что начальные этапы их формирования связаны с деструктивными процессами раздвижения континентальных и / или океанических литосферных плит, а ко-

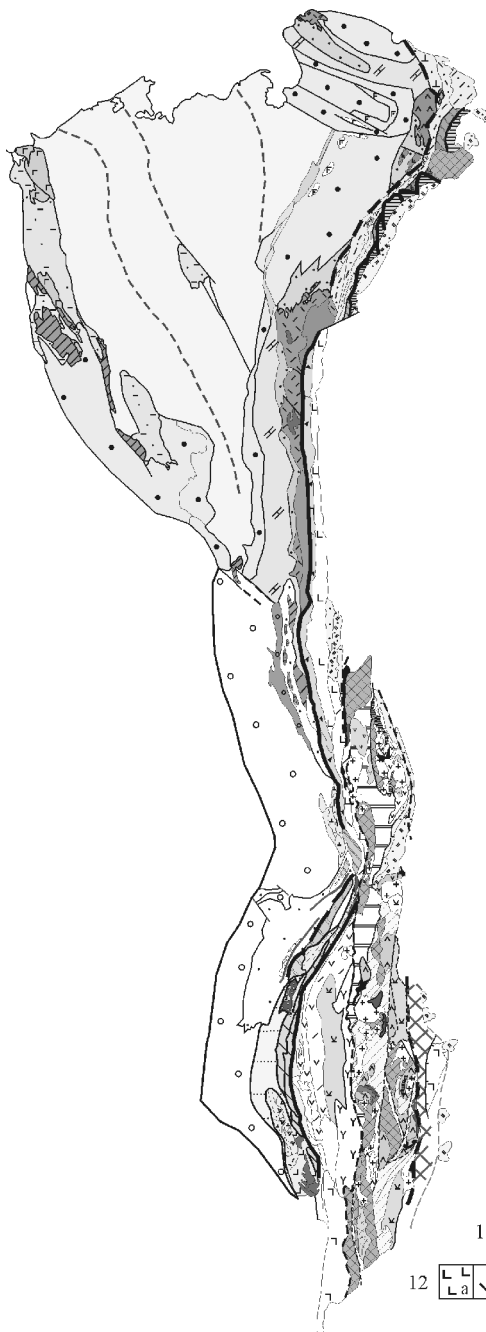
нечные – с закрытием океанических пространств или их частей при сдвигении этих плит, а также их фрагментов. Сочетание процессов раздвижения и сдвигения литосферных плит с образованием аккреционно-коллизионной орогенической системы может рассматриваться как проявление плитотектонического цикла. В свою очередь, наличие в сложении литосферного сегмента орогенических систем разных возрастных интервалов свидетельствует об их интеграции в этом сегменте.

Учитывая, что в плитотектонических системах кроме автохтонных широко проявлены аллохтонные и аллохтон-параавтохтонные структурные образования, а также структуры разных типов аккреционного и коллизионного скупивания, предлагаем ввести в практику тектонического анализа понятие тектоногеодинамических элементов, под которыми понимаются структурные образования с учетом связи слагающих их ассоциаций с определенными режимами и обстановками. В соответствии с этой методологией разработана схема тектоногеодинамических элементов и тектоногеодинамического районирования Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента. В кратонах и орогенических системах среди структур регионального типа предлагается выделять структуры с эпикратонным и эпикоеаническим выполнением, которым соответствуют ассоциации, формировавшиеся во внутрикратонных обстановках и обстановках океанических бассейнов (эпикратонные и эпикоеанические поднятия, выступы, депрессии и другие структуры).

Следующими в иерархическом ряду являются структурные сегменты и далее – антиформные и синформные мегазоны, составные элементы которых образуют структурные ансамбли аккреционно-покровные, аккреционно-блоковые и другого типа аккреционные, аккреционно-коллизионные и коллизионные мегазоны. В составе мегазон участвуют покровно-надвиговые, покровно-складчатые, многопокровные и другие аллохтонные и аллохтон-параавтохтонные структуры и структурные ансамбли, составными частями которых являются покровы, блоки и другие единичные структуры. Отдельную группу составляют зоны трансформационных и трансформационных структур, аккреционные и коллизионные швы, террейны древней коры, автохтонные грабены, депрессии, впадины и другие структуры.

Исследования выполняются при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 2

“Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов”.



- | | | | |
|----|--|----|--|
| 1 | | 13 | |
| 2 | | 14 | |
| 3 | | 15 | |
| 4 | | 16 | |
| 5 | | 17 | |
| 6 | | 18 | |
| 7 | | 19 | |
| 8 | | 20 | |
| 9 | | 21 | |
| 10 | | 22 | |
| 11 | | 23 | |
| 12 | | 24 | |

← **Рисунок.** Палеогеодинамические системы
Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии.

Верхнепротерозойские системы. *Русская протоплита*, комплексы: 1 – депрессионные (а), грабенные (б), 2 – прототеррейнов (а), сдвигово-раздвиговых зон (б). *Тимано-Протоазиатский ороген*, комплексы: 3 – пассивной перикратонной окраины (а), рифтогенной деструкции (б), 4 – океанические (а), островодужные (б), 5 – межтеррейновой коллизии вулканы (а) и интрузии (б), 6 – активной протоокраины (а), предгорной впадины (б).

Палеозойские системы. *Эпикратонные и эпиокеанические орогенические пояса*, комплексы: 7 – рифтогенной деструкции (а), эпикратонного бассейна (б); 8 – эпиокеанического раздвижения гарцбургит-лерцолитовые (а), базальт-кремнисто-сланцевые (б); 9 – эпиостроводужные (а), коллизии (б); 10 – надшовной депрессии (а), метатеррейны (б). *Уральский ороген*, комплексы: 11 – океанической коры ультрабазальт (дунит-гарцбургит)-габбровые (а), ультрабазитовые дунит-гарцбургитовые и гарцбургитовые (б); базальт-кремнистые (в); 12 – островодужные (а – O_{2-3} , б – O_3-S_1 , в – D_{1-2} , г – D_2 , д – D_{2-3}); 13 – активных аккреционно-композиционных континентальных окраин вулканогинтрузивные (а), осадочные (б); 14 – межблоковой коллизии вулканогинтрузивные; 15 – межсегментной коллизии вулканогинтрузивные (а), аккреционного основания (б); 16 – полимиктовых тектонитов шовных зон межплитной коллизии (а) и магматические, метаморфические и осадочные межорогенного коллизионного сгущения (б); 17 – сдвигово-раздвиговые (а), серпентинитовых протрузий и меланжа (б); 18 – террейнов древней коры (а), внутритеррейновых гранитоидов (б); 19 – литоблоков океанических и островодужных комплексов (а), постаккреционных депрессий и чехла террейнов (б); 20 – депрессий синколлизионного предгорного прогиба. *Печорская эпикратонная орогеническая впадина*, комплексы: 21 – депрессионно-рифтогенные теригенные (а), эпиконтинентального бассейна осадочные (б); 22 – внутрикратонной активизации вулканогинтрузивные (а), осадочные (б); 23 – синколлизионных депрессий молассовые (а), траппоидов активизации (б).

Структурно-геодинамические элементы: 24 – Трансуральский межплитный коллизионный шов (а), межорогенный коллизионный шов (б), коллизионные швы границ структурных ансамблей (в) и внутриансамблевых зон сгущения (г)

Литература

1. Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1:2 500 000. Екатеринбург: Урал. гос. ун-т, 2009.

2. Палеогеодинамические ассоциации и тектоногеодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, Урал. гос. горн. ун-т, 2009. 158 с.

Роль рифтогенеза в формировании локальных нефтегазоносных платформенных поднятий

Существуют различные точки зрения на образование антиклинальных платформенных структур, таких как валы и локальные поднятия, являющихся ловушками для образования месторождений нефти и газа. Их формирование на основе геолого-геофизических данных и результатов физического моделирования могут быть определены с позиции следующих механизмов.

Антиклинальные поднятия в породах чехла могут быть образованы через механизм продольного изгиба, где имеется ряд закономерностей, которые должны быть прежде всего соотнесены с масштабом действия горизонтальных сил сжатия и геодинамическим процессом, характеризующим время их действия и глубину распределения сжимающей нагрузки. Для локальных структур III и IV порядков, рассматриваемых в данной статье при обобщении работ таких исследователей, как: Willis (1934 г.), Ramberg (1961, 1963, 1966 гг.), Biot (1964 г.), В. Ярошевский [4] и др., данный механизм не подходит по двум причинам: первое – складчатость такого типа не может представлять одну антиклинальную складку, а предполагает систему параллельных складок в области однонаправленного или разнонаправленного горизонтального сжатия; во-вторых, важное значение имеет размер образованных складок, так как одна из закономерностей геометрических параметров антиклинальной структуры состоит в следующем – независимо от механизма образования складок их ширина будет тем больше, чем больше мощность смятых пород – Києнов (1942 г.).

Другой механизм образования данных структур предполагает проявление разнонаправленных вертикальных движений блоков фундамента, находящихся в «стесненных» условиях и реализованных за счет горизонтальных сил сжатия при изменении регионального поля напряжений.

Существует еще один механизм формирования складок за счет пары сил, действующей в горизонтальной плоскости и расположенной диагонально противоположно вертикальным торцевым поверхностям, который приводит к сдвиговому перемещению слоя пород (осадочного чехла) и создания кулисообразного характера разрывов в зоне их сдвига. При определенной системе нагружения в пределах образованной зоны сдвига могут формироваться эшелонные кулисы, а также приподнятые зо-

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

ны, образующиеся по разные стороны от оси сдвига, в виде антиклинальных поднятий [3]. Образованные таким механизмом складки всё же не позволяют объяснить природу рассматриваемых локальных поднятий по величине их намного большей амплитуды, чем возникающая при сдвиге, а также геологические и литофациальные особенности строения этих структур.

Начиная с 2004 г., в многочисленных публикациях авторами которых являются Г.Н. Гогоненков, А.С. Кашик и А.И. Тимурзиев, большое внимание обращается на широкое внедрение технологии сейсморазведки 3D, позволяющей фиксировать проявления в породах фундамента и осадочного чехла шовных зон горизонтальных сдвигов в пределах территории центральной и северной частей Западной Сибири, как механизма образования локальных нефтегазоносных поднятий. Как пишут авторы в одной из своих статей [1], данное свидетельство регионального характера сдвиговых процессов определило активизацию горизонтальных сдвигов фундамента в позднекайнозойское время (нижний палеоген). К сожалению, в своих работах они не уделяют внимания следующим вопросам. Какими региональными геодинамическими процессами данные сдвиги могли быть образованы в позднем кайнозое на основе существующих концепций геолого-исторического развития данного региона? По какой поверхности (фундамента или верхней мантии) происходили сдвиговые смещения? Кроме того, авторы не объясняют многоэтажность этажа нефтегазоносности в пределах данных структур, период формирования месторождений и размах современных амплитуд этих поднятий с позиции сдвиговой тектоники. Говоря о локальных структурных особенностях месторождений, образованных комбинированным типом сбрососдвигов и взбрососдвигов, они делают акцент на проявления таких типов деформаций, как грабен-горстовое строение свода в пределах всего разреза от подошвы юры до верхних горизонтов осадочного чехла. Многочисленные исследования физико-математического моделирования не подтверждают образования подобных деформационных процессов в пределах сдвиговой зоны. Данные структурные особенности могут быть образованы под действием разнонаправленных вертикальных движений блоков фундамента или в условиях последующего растяжения зоны сдвига.

Палеогеодинамические исследования, выполненные для многих нефтегазовых месторождений Западно-Сибирской и Восточно-Европейской платформ, позволяют сделать вывод, что в формировании локальных структур этих регионов принимали участие на всех стадиях их развития разнонаправленные движения блоков фундамента. Таким образом, объяснить генезис локальных нефтегазоносных структур только сдвиговыми движениями не получается.

В связи с вышеизложенным, предлагается иной механизм формирования нефтегазоносных локальных структур. Основным фактором образования блоковой структуры пород фундамента и сдвиговых зон в нем являются процессы рифтогенеза. Данные условия могли развиваться в пределах территории между двумя (и более) одновременно или разновременно формирующимися рифтовыми зонами. Причем на стадии растяжения рифтов, в зонах сдвигов, образовывались участки интенсивного дробления блоков фундамента, которые представляли зачаточные антиклинальные структуры. В пределах этих структур шло образование сколовых (сдвиговых) деформаций, которые в основном являются непроницаемыми зонами для флюидов. Дальнейшая стадия окончания рифтогенеза (сжатие) создала условия для раскрытия зон разломов фундамента, что позволило при последующих региональных активизациях тектонических процессов проявиться разнонаправленным вертикальным движениям в этих зонах и использовать эти каналы для поступления глубинных флюидов и заполнения ими антиклинальных ловушек на разных временных этапах диагенетических преобразований осадочных пород чехла. Данными процессами можно объяснить унаследованный характер структуры проявления сдвиговых деформаций в породах чехла, а также образование трещинно-поровых и трещинных типов коллекторов при их заполнении УВ и водными растворами за счет разломов, представляющих собой вертикальные трещины отрыва и образования горизонтальных зон сколовых трещин [2].

Литература

1. *Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок / Пер. с польск. М.: Недра, 1981. С. 245.
2. *Ребецкий Ю.Л.* Структуры разрушения в глубине зон сдвига: Результаты тектонофизического моделирования // Проблемы тектонофизики. К сороколетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ, 2008. С. 103-140.
3. *Гогонков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И.* Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3-10.
4. *Никонов А.И.* Роль геодинамических процессов в формировании анизотропии физических свойств пород локальных поднятий // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2006. № 12. С. 23-33.

**Основные черты новейшей тектоники и геодинамики
переходной полосы от Фенноскандинавского щита
к Русской плите**

1. Вопросы неотектоники и геодинамики указанной переходной полосы до сих пор специально не рассматривались, хотя характер перехода от щита к плитному покрову Восточно-Европейской платформы в структурно-динамическом отношении применительно к фанерозою имеет большое значение. В первую очередь прояснения требуют вопросы: залегает ли плитный чехол в рассматриваемой полосе моноклинально, ровно или в виде ступени (флексуры); имеются ли реальные признаки его (как и фундамента) поперечного раздробления, т.е. неравномерных в новейшее и четвертичное время движений; каковы их масштаб и геодинамическая значимость? В сущности, основной вопрос можно сформулировать так: представляет ли переходная полоса нормальный, спокойный переход (контакт) от щита к плите или образует тектоническую зону с признаками и новейшей активизации?

Для решения намеченных вопросов геологи и геофизики не имеют в регионе достаточно данных из-за почти полного отсутствия маркирующих кайнозойских отложений и весьма ограниченных возможностей непосредственного обследования и, тем более, прослеживания флексурно-разрывных нарушений. Это заставляет, во-первых, с особым вниманием относиться даже к единичным свидетельствам стратиграфического и тектонического характера и, во-вторых, максимально использовать (с соблюдением соответствующего уровня доверия) вторичные (косвенные, но не второстепенные в данном случае) признаки. Автор опирается на 20-летний опыт полевых работ в разных частях региона и знакомство с обширной отечественной и зарубежной литературой. Для прояснения намеченных вопросов используются геолого-стратиграфические и палеогеографические данные, геоморфологические и палеогеоморфологические сведения, структурно-геологические материалы, результаты геофизических и сейсмических наблюдений.

2. Суждения о неотектонике рассматриваемой переходной полосы невозможны без учета представления о том, что вся она в палеогене покрывалась морским бассейном, который создал исходный маркирующий уровень. Это представление основано на факте сохранности остатков морских палеогеновых отложений на крайнем севере (в пределах Север-

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

ной Финляндии) и крайнем юге (в Калининградской области), а также неоднократных находках в пределах полосы (и шире) переотложенной палеогеновой пыльцы в четвертичных отложениях. Обнаружение недавно в наиболее погруженной части Кандалакшского грабена отложений мезозойского комплекса дает основание считать, что эта структура испытала погружение позднее, возможно, после палеогена, но до распространения в эту область ранних ледниковых покровов.

3. По геоморфологическим признакам не устанавливается скольконбудь выраженной, протяженной (хотя бы в каком-либо из секторов полосы) ступени, которая бы отделяла поверхность собственно щита (с выходами пород кристаллического фундамента) от периферии с покровом палеозойских отложений. Вместе с тем, именно по геоморфологии отчетливо выявляется и неоднократно отмечался в литературе факт расчлененности именно переходной полосы системой поднятий и впадин, в основном поперечного простирания. При этом основные впадины, такие как Белого моря, Онежского и Ладожского озер, Финского залива, с той или иной степенью обоснованности признаются грабенами, хотя прямые признаки их погружения именно в новейшее и четвертичное время приводятся единично. Морфологически выраженные продольные (обрамляющие щит) впадины выявляются лишь на относительно коротких отрезках, таких как впадина горла Белого моря, Северо-Ладожская котловина, система Восточно-Готландских впадин на дне Балтийского моря. Они не образуют сплошного пояса, тектоническая предопределенность и новейшая активизация части из них требует дополнительного обоснования.

4. Для прояснения вопроса о морфологии и, косвенно, о неотектонике полосы в раннечетвертичное и, возможно, предчетвертичное время важны следующие, до сих пор недостаточно осмысленные факты. Это, во-первых, установление бурением в долине р. Свирь плиоцен-раннечетвертичных отложений, фиксирующих существование уже в это время переуглубленной (вдоль полосы) речной долины. К тому же ряду относится факт выработки древних, переуглубленных до 100–150 м относительно современного уровня моря долин в других частях полосы от Кольского п-ова до района Финского залива и далее – до Калининградской области. В наиболее глубоких из таких долин бурением вскрываются морены ранних оледенений и морские отложения гольштейнского бассейна. Столь значительное врезание и переуглубление могло быть связано с эвстатическими колебаниями уровня моря, но могло (частично) быть вызвано и предчетвертичным тектоническим региональным воздыманием, на фоне которого окаймляющая Феноскандинавский щит с востока и юго-востока полоса оформилась как региональная депрессия. Распространение отложений гольштейнского бассейна в раннем

плейстоцене и установление факта течения рек в позднем плейстоцене в прадолинах рек Волхова, Мги и южного побережья Финского залива к северу свидетельствуют о существовании окаймляющей щит депрессии на протяжении всего четвертичного периода. Эта эродируемая депрессия могла предопределяться и неотектоническим прогибанием.

5. Косвенные и прямые свидетельства новейшей, позднечетвертичной, активизации разрывных структур в виде активных разломов, секущих четвертичные отложения вплоть до голоценовых, устанавливаются в последние годы разными исследователями при детальном исследовании, в том числе с использованием современных методов, в ряде рассекающих пояс поперечных депрессий, а также на разделяющих их участках. В основном это сбросы с установленной амплитудой от первых метров (в голоцене) до десятков метров (в позднем плейстоцене), но есть признаки и горизонтальных сдвиговых смещений. Максимальные амплитуды новейших вертикальных движений в пределах полосы оцениваются примерно в 300 м в Кандалакшском и Ладожском грабенах и до 200 м в Восточно-Готландских. Простираение молодых разрывных нарушений, а нередко и их местоположение, совпадают с морфологически выраженными грабенообразными структурами, в том числе по бортам последних, что вполне подкрепляет представление о тектоническом происхождении и унаследованном развитии самих впадин в новейшее время вплоть до современности.

Упомянутые геологические факты, насколько известно автору, относятся к северо-западной части впадины Онежского озера, всем побережьям Ладожского озера, внутренней части Финского залива, Эстонскому побережью и южной части Усть-Неманской впадины в пределах Калининградской области, т.е. распространены на всем протяжении рассматриваемой полосы.

6. Собранные и обработанные заново материалы по сейсмичности, а также осуществленные в разных учреждениях палеосейсмогеологические исследования в рассматриваемой полосе позволили установить приуроченность не только относительно слабых, но также умеренных и редких сильных (6–9 баллов) землетрясений в основном к главным поперечным структурам (и их элементам), таким как Кандалакшский грабен, Ладожский грабен, впадины Рижского залива и Усть-Неманская. Кроме того, умеренные и сильные землетрясения пространственно соотносятся с участками дробления и новейшей активизации в срединной Карелии, на северо-западе Онежского озера (Повенецкий залив и Заонежье), в зонах Нарва–Готланд, Таллинской, Осмуссаарской в Финском заливе и Северо-Самбийской на южном ограничении Усть-Неманской впадины. Принципиально важно с точки зрения геодинамики, что про-

стирания макросейсмических полей (очагов) землетрясений в выявленных случаях полностью соответствуют положению и простираению независимо выявляемых активных разломов на тех же участках. Обнаруживается соответствие и с определяемым геофизическим и другими методами региональным полем напряжений в виде господствующего близгоризонтального общего сжатия северо-западного направления (поперечного к зоне спрединга в Северо-Атлантическом хребте).

Не менее важно указать, что отмеченные признаки новейшей и четвертичной тектонической и сейсмической активности в пределах полосы не отличаются принципиально от подобных в пределах самого Фенноскандинавского щита. После пересмотра на основе первоисточников каталогов землетрясений и дискриминации событий нетектонической природы в пределах рассматриваемой полосы столь же определенно выделяются такие отличия, как развитие секущих грабенообразных структур и их новейшая сейсмическая активизация именно (и только) по периферии щита без выхода на прилежащие части платформы. Причины этого предстоит выяснить.

7. Обобщая имеющиеся к настоящему времени сведения по поставленному в начале статьи вопросу, можно сделать вывод, что рассматриваемая переходная полоса в новейшей структуре не образует единой, обрамляющей щит тектонической зоны. Своеобразие переходной полосы состоит в развитии в её пределах серии ярко выраженных поперечных (и ограниченных продольных) новейших, частично унаследованных от протерозоя, грабенообразных структур повышенной динамической и сейсмической активности, что присуще и самому щиту, но не характерно для прилежащих частей Русской плиты. Показательно, что только до внешней границы переходной полосы возникают землетрясения, тогда как в прилежащих частях Русской плиты они не отмечаются. И эта граница совпадает с независимыми способами установленной Л.А. Сим границей изменения векторов новейшего поля напряжений.

Связь новейшего развития рассматриваемой переходной полосы с флексурой Полканова весьма проблематична, хотя бы из-за пространственного несовпадения. Возможно, древняя и глубинная флексура Полканова в современном поле напряжений (порожденном продолжающимся раскрытием Срединно-Атлантического хребта) служит фронтом штамма (индентора) на юго-восточной периферии щита. И тогда это создает предпосылки для зональной концентрации напряжений, повышенной раздробленности, дифференцированной динамической и сейсмической активности вдоль границ с Русской плитой. Естественно, возникают и другие, требующие продолжения исследований вопросы.

**Spyros Pavlides¹, Sotirios Sboras¹, Sotiris Valkaniotis¹,
Riccardo Caputo², Alexandros Chatzipetros¹**

Seismically capable faults in the Aegean region

This paper examines the geometry and the distribution of the main seismically capable faults of Greece and the broader Aegean region, as well as their usefulness in seismic hazard assessment. The geological faults have been classified into two distinct categories, depending on their location: mainland faults and offshore faults. Faults in these categories present various differences, as well as similarities. Mainland faults, although not as large as the offshore ones, are the most hazardous ones, as they may affect directly structures and infrastructures. The characterization of faults has been done based on historical, geological, geomorphological and geometrical criteria.

В.Э. Павлов¹, М.Т. Крупенин², Н.Б. Кузнецов³

Новые палеомагнитные данные по катавской свите: к вопросу о блоковом строении Башкирского поднятия

Расположенный вдоль восточного ограничения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) эпипалеозойский Уральский покровно-складчатый пояс характеризуется отчетливо выраженной и давно подмеченной исследователями Урала продольной сегментацией (с выделением Южно-, Средне-, Северо-, Приполярно- и Полярно-Уральского сегментов), а также поперечной тектонической зональностью, выражающейся в выделении Восточно- и Западно-Уральских мегазон [2, 5, 9, 10 и др.]. В строении Западно-Уральской мегазоны участвуют дислоцированные палеозойские карбонатные и кремнисто-глинистые толщи – *уралиды*, формирование которых происходило в обстановках, близких об останкам пассивных континентальных окраин [1, 6, 7]. Кроме того, на западе Урала распространены неравномерно метаморфизованные осадоч-

¹ Aristotle University, Thessaloniki, Greece

² Ferrara University, Ferrara, Italy

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

² Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого (ИГиГ) УРО РАН, Екатеринбург, Россия

³ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ные и вулканогенно-осадочные образования раннедокембрийского возраста (на современном эрозионном срезе представлены незначительно) и позднедокембрийские неметаморфизованные существенно осадочные комплексы – *протоуралиды*. Они участвуют в строении цепочки структур, характеризующейся переменной шириной и общеуральской протяженностью – Центрально-Уральское поднятие (ЦУП).

Наиболее крупным элементом южноуральского сегмента ЦУП является Башкирское поднятие. Ширина его достигает 100 км, а длина – 330 км. На севере, западе и юге Башкирское поднятие граничит со структурами уралид Западно-Уральской мегазоны, а на востоке – по Зюраткульскому разлому, со структурами поднятия Уралтау. Протоуралиды Башкирского поднятия характеризуются отчетливым двучленным строением. Нижние горизонты представлены раннедокембрийским гнейсово-амфиболитовым комплексом, породы которого содержат реликты гранулитовых минеральных парагенезов. Этот комплекс обнажен на севере поднятия, в Тараташском районе, – в ядре крупной одноименной антиклинорной структуры. Необходимо отметить, что это единственный выступ на дневную поверхность комплексов восточной части (которую сейчас принято называть – Волго-Уралией [13 и ссылки в этой работе]) древнего остова ВЕП (Балтики). Верхний элемент строения протоуралид Башкирского поднятия представлен комплексом терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных и, реже, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, суммарной мощностью до 12–15 км. Этот комплекс представляет собой стратотипический разрез рифейской системы [8] и залегает на тараташском комплексе стратиграфически, с отчетливо выраженным угловым несогласием. Это означает, что рифей Башкирского поднятия автохтонно перекрывает древний остов ВЕП (Балтику) и, следовательно, имеет первичное «Балтийское» происхождение.

Ранее в литературе уже много раз было отмечено, что позднедокембрийская часть протоуралид Башкирского поднятия и палеозойские комплексы (уралиды) его обрамления разделены параллельным (стратиграфическим) несогласием, при этом между ними отсутствует структурное (угловое) несогласие [7 и ссылки в этой работе]. То есть, и протоуралиды, и уралиды дислоцированы совместно с образованием системы разновозрастных складчатых и разрывных дислокаций позднепалеозойского возраста. Расшифровка тектонических движений, проявившихся в пределах Башкирского поднятия и структур его западного обрамления на разных этапах геологической истории, имеет большое значение в целом для понимания геодинамической эволюции древних платформ и их «возмущенных» окраин («*disturbed margins*»), а также, в частности, для построения кривой кажущейся миграции полюса Балтики.

Рифейские осадочные породы Башкирского поднятия при благоприятных условиях могли зафиксировать направление геомагнитного поля времени их образования в виде палеомагнитной записи. Изучая такую запись, можно в ряде случаев восстановить ориентировку тех или иных тектонических блоков относительно некоторого реперного направления, каковым в данном случае является направление древнего поля, а сравнение её с их современным положением может дать возможность определить масштаб и характер движений этих блоков как относительно географической сетки, так и относительно друг друга.

В геологической истории Башкирского поднятия проявились по крайней мере два важных этапа тектонических движений – предпалеозойский (послевендский) и позднепалеозойский. Первый из них отразился в наличии стратиграфического перерыва, последовавшего после накопления вендских толщ, а второй – в интенсивных синколлизийных дислокациях позднедокембрийских и палеозойских толщ [7 и ссылки в этой работе]. Очевидно, что в результате позднепалеозойского тектогенеза протоуралиды Башкирского поднятия могли быть разбиты на отдельные блоки, покровы, чешуи, для которых нельзя исключить перемещения и развороты (в том числе и весьма значительные) друг относительно друга. В этом случае следует ожидать, что палеомагнитные склоны, определенные в пределах поднятия для некоторого реперного уровня (мы рассматриваем в качестве такового верхнерифейскую *катавскую* свиту), будут различаться (при близких наклонениях) и степень их отличия будет отражать величины их относительных вращений. Если же палеомагнитные направления, определенные по различным удаленным обнажениям, будут совпадать, это будет указывать на отсутствие сколько-нибудь заметных перемещений этих блоков как относительно друг друга, так, скорее всего, и относительно Балтики. В последнем случае, получаемая палеомагнитная информация может быть использована не только для решения местных тектонических задач, но также для разработки кривой кажущейся миграции полюса Балтики, имеющей исключительное значение для построения мировых палеогеодинамических реконструкций, для изучения эволюции плитотектонического процесса.

В ходе ранее выполненных исследований [3, 12, 4, 11] было показано, что породы катавской свиты несут четкий палеомагнитный сигнал, который, однако, рассматривался как возможно вторичный, т.е. записанный не в момент образования пород, а в эпоху позднепалеозойского коллизийного тектогенеза [12]. Даже в этом случае палеомагнитные направления, выделяемые в породах катавской свиты, при определенных обстоятельствах могут быть использованы для расшифровки текто-

нической истории региона, однако в ходе выполненных нами исследований были получены доводы, подтверждающие первичную природу палеомагнитной записи катавских пород.

К числу этих доводов относятся следующие: 1) положительный тест складки, выполненный на ряде обнажений; 2) положительный тест обращения; 3) независимость палеомагнитного направления от магнитной минералогии; 4) статистически значимое отличие среднего катавского направления от палеомагнитных направлений выше- и нижележащих пород, что свидетельствует против возможности регионального перемагничивания; 5) наличие статистически значимого тренда средних направлений внутри разреза катавской свиты и др.

В рамках проведенного нами исследования были изучены породы катавской свиты (главным образом, известняки красноватых и зеленоватых оттенков), выходящие на поверхность в обнажениях вблизи г. Миньяр, вблизи г. Катав-Ивановск, в карьере вблизи пос. Ассы, в выемке автомобильной дороги вблизи пос. Мулдакаево, в карьере у трассы Уфа–Белорецк в районе километрового столба «132/90» (Инзер-1), на левом берегу р. Малый Инзер у железнодорожной выемки вблизи автомобильного моста трассы Уфа–Белорецк (Инзер-2), в карьере (54.30°N; 57.20°E) у трассы Уфа–Белорецк (участок «складка»). Палеомагнитные направления, определенные в ходе этих работ, представлены в таблице.

В нижней части таблицы приведены палеомагнитные направления, полученные по катавской свите нашими предшественниками в ходе работ, выполнявшихся в 60-х и в 80-х годах XX в. Важно отметить, что с тех пор процедура выделения древней намагниченности значительно изменилась и данные, полученные с применением «старой» процедуры, не удовлетворяют современным критериям надежности [14].

Тем не менее, в силу достаточно простого компонентного состава естественной остаточной намагниченности большинства образцов катавской свиты «старые» данные могут более или менее отражать истинное направление геомагнитного поля. Наиболее уверенно об этом можно говорить в случае совпадения «старых» направлений и направлений, полученных с применением современных методов выделения намагниченности. Это верно, например, для разреза Миньяр, где «старые» и «новые» направления практически не различаются. С большой уверенностью можно говорить, что направления, выделенные С.В. Шипуновым в разрезе Волково и Толпарово-1 и Р.А. Комиссаровой в разрезах Зилим и Шишняк, будут повторены, в случае их переизучения по современной методике.

В то же время, «старые» направления, заметно отличающиеся от «новых», вероятно, нельзя использовать для тектонической интерпрета-

Палеомагнитные направления катавской свиты

Обнажение	N	Современная система координат				Древняя система координат			
		D	I	K	α_{95}	D	I	K	α_{95}
Настоящая работа									
Миньяр	202	60.3	44.2	34.6	1.7	52.9	33.7	36.5	1.7
Пос. Первомайский (левый берег р. Сим, напротив г. Миньяр)	23	42.6	39.5	5.2	14.7	59.2	33.3	29.7	5.6
Катав-Ивановск	21	47.7	22.0	13.9	8.8	49.8	29.3	22.4	6.9
Инзер-1	10	351.1	39.6	87.4	5.2	25.6	39.4	118.6	4.5
Инзер-2	10	62.0	41.4	16.1	12.4	36.7	40.6	16.4	12.3
Среднее Инзер-1 и -2	20	25.1	46.3	7.2	13.1	31.0	40.1	27.9	6.3
Мулдакаево	15	71.3	31.5	29.2	7.2	69.6	27.5	30.0	7.1
Ассы	14	53.2	18.7	45.6	6.0	52.3	23.4	47.4	5.8
Участок «складка»	18	41.5	25.0	15.2	9.2	43.6	28.2	36.7	5.8
Шипунов (2000)									
Миньяр NR	41	59	44	50	3,1	51	33	51	3,1
Волково NR	42	40	24	42	3,4	57	29	43	3,3
Инзер N	17	39	26	70	4,1	38	10	72	4,0
Толпарово 1 N	18	66	-31	30	6.1	63	36	34	5.6
Толпарово 1 R	11	176	-16	24	8.6	192	-30	32	7.5
Катав-Ивановск R	13	222	-22	56	5,2	254	-31	99	3,9
Комисарова (1970)									
Миньяр 1 NR	24					56	32	33	5
Миньяр 2 NR	60					55	36	30	3
Р. Зилим R	10					227	-41	24	10
Р. Шишеняк NR	55					229	-36	57	5
Средний полюс: Plat= 39 Plong= 167									

ции, так как их отличие от других направлений может быть обусловлено как тектоническими движениями (в ряде случаев), так и недостаточно «чистым» выделением древней намагниченности. Эти обстоятельства побуждают нас исключить на настоящий момент из анализа данные, полученные ранее по Катав-Ивановску, Толпарово-2 и Инзеру [3, 12].

Оставшиеся определения позволяют сделать следующие заключения.

1. Породы катавской свиты, изученные в районе ст. Миньяр, пос. Первомайского и дер. Волково, принадлежат единому тектоническому блоку.

2. Обнажения Инзер-1 и Инзер-2 в пределах достигнутой точности дают в древней системе координат статистически неразличимые направления, что позволяет считать, что они входят в состав единого относительно жесткого блока, тектонической чешуи.

3. Палеомагнитные направления, полученные для районов г. Миньяр, Катав-Ивановск, пос. Толпарово, разрезов Ассы, Зилим и Шишняк, статистически не различаются. Этот факт может рассматриваться как сильный аргумент в пользу того, что эти участки не испытывали перемещений относительно друг друга и Балтики. Если так, то это означает, что южноуральский край Балтики в катавское время находился в области 15–20° широт, при этом простирание палеомеридиана ориентировано в направлении 50–230°.

4. Блоки, в пределах которых находятся объекты Инзер-1 и -2, «складка» и Мулдакаево, испытали вращения относительно их исходного положения. Для блоков «Инзер» и «складка» это вращение происходило против часовой стрелки и составило в первом случае ~15–20°, во втором ~ 10°. Для блока Мулдакаево вращение имело другое направление (по часовой стрелке) и составило ~15–20°.

5. Полученные данные свидетельствуют в пользу того, что отдельные участки Башкирского антиклинория в своем большинстве не испытывали сколько нибудь заметных перемещений друг относительно друга и относительно Балтики. Наряду с этим в структуре антиклинория имеются отдельные блоки, чешуи, с характерным размером до 20–25 км, которые испытывали такие вращения. Масштаб этих вращений составлял до 5–20°, что могло быть связано с линейными перемещениями порядка 10 км.

Исследования выполнены в рамках работ по проектам РФФИ 07-05-00880, 09-0900812 и 09-05-01033

Литература

1. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1998. 253 с.
2. *Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
3. *Комисарова Р.А.* Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакристаллического перемагничивания: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1970. С. 140.
4. *Комисарова Р.А., Храмов А.Н., Иосифиди А.Г.* Геомагнитные инверсии, записанные в позднерифейской катавской свите, Южный Урал // *Физика Земли*. 1997. № 2. С. 60-68.
5. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
6. *Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 257 с.
7. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ДАУРИЯ, 2000. 146 с.
8. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).

9. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000 / Ред. А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечухин и др. М.: Наука, 1979. 148 с.

10. Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала // Проблемы региональной тектоники Евразии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 35-63. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 92).

11. Шутунов С.В. Палеомагнетизм катавской свиты, Южный Урал // Физика Земли. 1991. №3. С. 97-109.

12. Шутунов С.В. Основы палеомагнитного анализа. М.: Наука, 1993. С. 160. (Тр. ГИН; Вып. 487).

13. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. Vol. 160. P. 23-45.

14. Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic Tethys and Iapetus oceans. Cambridge Univ. Press, 1993. 411 p.

С.А. Паланджян¹

Геодинамические обстановки формирования лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов трёх разновозрастных офиолитовых ассоциаций (Анадырско-Корякский регион)

Офиолитовые террейны Анадырско-Корякского региона включены в структуры Западно-Корякской складчатой области (поздние мезозоиды, завершение аккреции в раннем альбе) и Корякской складчатой системы (ранние кайнозоиды, предпалеоценовая аккреция) (Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993; Nokleberg et al., 1998). В пределах Западно-Корякской области офиолиты локализованы в *Пенжинско-Анадырской покровно-складчатой системе*, структуры которой рассматриваются в качестве фрагментов преддужья и аккреционной призмы тектонически сопряжённой с ними Кони-Тайгоносской системы позднепалеозойских–позднеюрских островных дуг. Офиолиты *Корякской покровно-складчатой системы* сопряжены с остатками коры Майницкой энсиматической островной дуги и Алганского задугового бассейна (J₂-K₁). Среди офиолитов рассматриваемого региона преобладают супрасубдукционные ассоциации с истощённым гарцбургитовым составом пород мантийного комплекса. Но некоторые перидотитовые массивы (в том числе наиболее крупные) отличаются преобладанием лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов. Они обнажены в пределах трёх разновозрастных офиолитовых

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

террейнов; возраст их последовательно омолаживается от внутренних тектонических зон к внешним.

В Пенжинско-Анадырской системе лерцолитовые (с диопсидовыми гарцбургитами) тела локализованы во внутренней Ганычалан-Усть-Бельской зоне (здесь развиты офиолиты позднего венда – раннего палеозоя и среднего палеозоя) и в Таловской зоне (офиолиты раннего–среднего мезозоя, до валанжина включительно). *Усть-Бельский* перидотит-габбровый и *Эльденырский* перидотитовый массивы представляют собой фрагменты мощной (более 5 км) аллохтонной пластины, включённой в пакет тектонических пластин и чешуй, сложенных среднепалеозойскими офиолитами, серпентинитовым меланжем, осадочными и вулканическими толщами позднего палеозоя и мезозоя. Массив *Гребень* локализован в Прибрежном офиолитовом поясе Тайгоноса, на юго-западе Таловской тектонической зоны, в пакете тектонических пластин Куюльского террейна. В толщу примыкающего к массиву серпентинитового меланжа включены глыбы и крупные фрагменты как диопсидовых гарцбургитов, аналогичных породам массива Гребень, так и более истощённых перидотитов и хромитоносных дунитов. Крупный массив раннемеловых офиолитов гор *Тамватней* приурочен к региональному сдвигу, разделяющему Майницкий и Алганский террейны. Большая часть площади офиолитов (около 200 км²) сложена лерцолитами и диопсидовыми гарцбургитами. Сплошной слой габброидов отсутствует, они образуют небольшие плутоны, зоны сгущения даек и жил, интрузирующих перидотиты.

Реконструкции геодинамических обстановок формирования лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов основаны как на особенностях строения и тектонической позиции перидотитовых массивов, так и на петро- и геохимических характеристиках пород (микронзондовые анализы сосуществующих минералов в более чем 110 образцах перидотитов, определение микроэлементов методом ICP-MS в 11 пробах). Для оценки температур и давлений минеральных равновесий использованы данные Орх-Срх термометрии (Wells, 1977), Ol-Spl термометрии (Fabries, 1979), Орх-Spl барометрии (Mercier, 1980).

1. Перидотиты Усть-Бельского террейна представляют собой мантийный комплекс досреднедевонской офиолитовой ассоциации, вулканические породы которой обладают химизмом MORB-типа. Какие-либо признаки супрасубдукционного происхождения этой ассоциации не установлены. Большая часть лерцолитов и все гарцбургиты на диаграмме $Cr^*_{Spl} - Mg^*_{Spl}$ проектируются вне поля абиссальных перидотитов, их фигуративные точки смещены в сторону составов субконтинентальных перидотитов. Клинопироксены из лерцолитов обогащены натрием, что типично для перидотитов хребтов с крайне медленным спредингом, пе-

ридитов пассивных окраин, пород субконтинентальной верхней мантии. Величины $\text{Na}/\text{Cr}_{\text{Срх}}$ диопсидовых гарцбургитов характерны для перидотитов как пассивных окраин, так и обстановок проявления водного плавления мантии. Содержания и распределение REE в гарцбургите (рис.) свидетельствуют об интенсивном обогащении (рефертилизации) со значительным привнесом LREE (содержания последних надхондритовые). Орх-Spl равновесия перидотитов установились при давлениях 6–20 кбар (фашия шпинелевых перидотитов), при этом гарцбургиты более «барические» (12–20 кбар); температуры дупироксеновых равновесий 750–1000°C, оливин-шпинелевых – 650–800°C.

Судя по приведённым данным, лерцолиты Усть-Бельского террейна формировались на ранней стадии спрединга энциалического (внутри или окраинно-континентального) бассейна, чему предшествовали растяжение и утонение континентальной литосферы и подъём астеносферы. На эту специфическую по составу океаническую литосферу (с перидотитами, промежуточными по составу между субконтинентальными и абиссальными) наложился акт магматизма с повышенной активностью водного флюида, обусловившего формирование гарцбургитов в пространстве, окружающем амфиболсодержащие ультрамафические кумуляты, и рефертилизацию перидотитов. Геодинамическая обстановка этих процессов (они пока не датированы) не вырисовывается однозначно, однако предположение об их супрасубдукционной природе представляется маловероятным, судя по геологическим данным, составам минералов и концентрациям REE. Больше оснований предполагать проявление локальных ореолов внутриплитного магматизма, наложенного на новообразованную литосферу раскрывающегося энциалического бассейна.

2. Лерцолиты массива Гребень (мыс Поворотный) в структуре меланжа аккреционной призмы Удско-Мургальской дуги пространственно ассоциируют с пакетами тектонических чешуй вулканитов ВАВВ-типа и кремнистых отложений, датирующихся в очень широких пределах (от триаса до раннего мела), однако бывшая офиолитовая ассоциация тектонически расчленена. По особенностям химического состава минералов (Cr^*_{Spl} , $\text{Al}_2\text{O}_3_{\text{Орх,Срх}}$, $\text{Na}/\text{Cr}_{\text{Срх}}$) лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты относятся к абиссальному типу, при этом сохранились реликтовые участки с распределением REE, типичным для примитивной мантии и перидотитов Красного моря (о-в Забаргад) (обр. 40/1, см. рис.). Гарцбургиты и дунит-гарцбургитовые тела в пределах меланжа структурно тяготеют к фрагментам толщ островодужных базальтов, андезитов и бонинитов J₃-K₁. Распределение REE в лерцолитах и гарцбургитах свидетельствует о рефертилизации на субхондритовом уровне, характерной для супрасубдукционной обстановки.

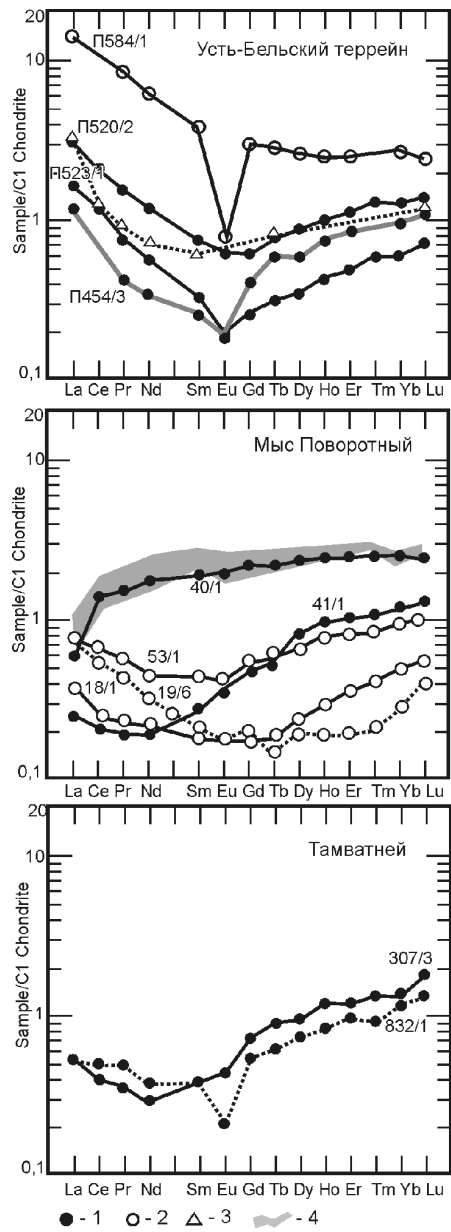


Рисунок. 1 – лерцолиты; 2 – гарцбургиты; 3 – шпинелевые перидотиты скал Св. Павла (САН) (Roden et al., 1984); 4 – шпинелевые лерцолиты о-ва Забаргад (Bonatti et al., 1986)

Предполагается, что лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты формировались в раннем мезозое (?) в задуговом бассейне, литосфера которого затем, в позднеюрское–раннемеловое время, претерпела новый акт истощения и рефертилизацию над зоной субдукции, с заложением которой связано образование энсиматического островодужного ансамбля.

3. Офиолиты гор Тамватней отличаются рядом особенностей строения и состава, необычных в сравнении с остальными офиолитами региона. Лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты имеют характеристики состава минералов, типичные для абиссальных перидотитов. Судя по данным Орх-Sp1 барометрии, минеральные равновесия сформировались в более глубинной (по сравнению с Усть-Бельскими перидотитами) обстановке, соответствующей фации гранатовых перидотитов и переходу к фации шпинелевых перидотитов (для 25 образцов рассчитаны давления в 18–32 кбар, для 8 образцов – 12–16 кбар). Повышены и температуры закрытия минеральных равновесий (данные двухпироксенового термометра – 850–1100°C, оливин-шпинелевого – 875–975°C). Распределение REE в лерцолитах в целом характерно для реститов, с некоторым обогащением наиболее легкими LREE ($La/Nd_n > 1$). Однако состав пород вулканического комплекса (антидромно построенная серия с супрасубдукционными особенностями химизма, от известково-щелочных и бонинитоидных мезитов и салитов внизу до подушечных лав низкотитанистых толеитовых базальтов в верхней части) противоречит их формированию в срединно-океаническом хребте и скорее позволяет рассматривать террейн как фрагмент литосферы внутри- или задугового бассейна. Офиолиты Тамватнея являются самыми молодыми в пределах Корякской складчатой системы (конец неокома – апт). К необычным особенностям их строения относится отсутствие элементов покровно-чешуйчатой структуры, тектонического меланжа, метаморфических пород, олистостромовых образований, т.е. отсутствие признаков структурной связи офиолитов с аккреционной призмой.

Все эти данные позволяют предполагать генерацию литосферы океанического типа, фрагмент которой слагает офиолиты Тамватнея, в локальном центре спрединга типа современного Срединно-Кайманова поднятия, активность которого была обусловлена расколом трансформными разломами (по механизму pull-apart) литосферы Майницко-Алганского островодужного ансамбля, более мощной, чем типичная океаническая литосфера.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 09-05-00438) и Программы НШ-748.2006.5.

**Особенности полей скоростей и напряжений в областях
глубинных надвигов при коллизии
(численное моделирование)**

Исследование природы глубинных процессов, определяющих эволюцию континентальной коры, связано с косвенным (опосредованным) характером большей части геолого-геофизических данных, поскольку глубины средней и нижней коры недоступны для прямых исследований. В этом отношении эродированные области коллизионных структур, характеризующиеся выходами на поверхность метаморфизованных пород с метками палеодавлений и палеотемператур вплоть до нижней и средней коры, служат неоценимым источником информации и создают основу для геодинамического моделирования возможных процессов эволюции тектоносферы Земли. Структуры различного возраста с наблюдаемыми на поверхности породами нижней и средней коры найдены практически во всех частях мира: пояс Лимпопо в Южной Африке, зона Ивреа в Северной Италии, массив Магрейв в Центральной Австралии, зона Капускейсинг Канадского щита и др.

Наиболее ярко выраженная особенность коллизионных поясов тектонотермальной переработки заключается в их сходстве в глобальном масштабе.

1. Деформации метаморфических комплексов протекали в условиях значительного влияния гранулитового метаморфизма. Интенсивность деформаций во много раз превышает обычную интенсивность деформаций неметаморфических толщ и проявляется крайне неравномерно.

2. В связи с большой величиной напряжений в результате деформаций возникали сильно сжатые складки, которые нарушались на следующих этапах системой разрывов.

3. В строении поясов тектонотермальной переработки доминирующую роль играет покровно-надвиговая тектоника и горизонтальные деформации в обстановке сжимающих напряжений. Господство обстановки стресса выражается на минеральном уровне в виде вытянутости зерен формирующихся минералов и переориентировки первично-горизонтальной полосчатости в крутую субвертикальную [1, 3]. В результате происходит значительное латеральное сокращение коры и увеличение ее мощности.

4. Широкое развитие горизонтальных и наклонных движений блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям теплового

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

режима и теплового потока, что и создает условия для частичного плавления и образования гранулитов.

Фундаментальными общими чертами строения глубинных надвиговых зон являются: присутствие метаморфизованных пород, выведенных на поверхность и обнаженных в результате эрозии; положительные гравитационная и магнитная аномалии; значительное утолщение коры непосредственно под зоной надвига и в его окрестности; неоднородности поля скоростей сейсмических волн; явно выраженная расслоенность и сложное структурное строение. Связано это с тем, что формирование и эволюция земной коры большого числа различных геологических провинций в окрестности главного разлома, по которому происходят надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом: надвиганием одного континентального блока на другой, сопровождающимся углублением коры. Процесс эрозии поднятых покровов приводит к обнажению на поверхности пород вплоть до нижней коры с возрастанием степени метаморфизма в направлении разлома.

В предлагаемой работе рассматриваются результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры и формировании поднятий при активизации движения по разлому в условиях реологически расслоенной литосферы [5, 6]. Особое значение в реализации движения по разломам имеет подвижность взаимодействующих блоков геоматериала. Эксперименты с моделями массивов, искусственно составленными из блоков различной формы, показали, что такая кладка при неравномерном обжатии приобретает весьма низкое сопротивление сдвигу. Обнаружено, что энергетически более выгодной является прямоугольная форма дробления материала, и в зоне локализации сдвиговой деформации образуются закономерные системы блоков, которые приобретают установившееся значение сопротивления сдвигу, существенно меньшее максимального [2]. Эти результаты использованы при решении задачи по изучению движения в виде надвига вдоль разлома. Вязкие течения в нижней коре и литосферной верхней мантии компенсируют горизонтальное сокращение, дополнительную нагрузку и эрозию в области надвига.

Для моделирования вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии методом конечных элементов уравнения движения и неразрывности для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости решались в приближении ньютоновской реологии [4]:

$$\begin{cases} \mu_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - \rho_i \mathbf{g} = 0 \\ \nabla \mathbf{u} = 0. \end{cases} \quad (1)$$

Здесь P – давление, \mathbf{u} – вектор скорости, ρ – плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость ($\mu = \text{const}$), \mathbf{g} – ускорение силы тяжести. Индексы $i = 1, 2$ соответствуют веществу нижней коры и литосферной верхней мантии.

Тепловые расчеты были выполнены для всей области, включая верхнюю кору с зоной надвига. Уравнение сохранения энергии для случая обобщенных лагранжевых координат (сетка привязана к движущейся материальной точке) формулируется как уравнение теплопроводности без инерционного члена, который содержится в полной производной по времени:

$$c_i \rho_i \frac{DT}{Dt} = \lambda_i \nabla^2 T + H_i, \quad (2)$$

где c – удельная теплоемкость, λ – коэффициент теплопроводности, H – скорость генерации тепла. Индексы соответствуют слоям с различными тепловыми свойствами: $i = 1$ – нижней коре, $i = 2$ – верхней мантии, $i = 3$ – верхней коре. Система уравнений (1–2) с граничными условиями решалась методом конечных элементов на деформируемой сетке [5, 6].

Последовательные стадии возможного сценария формирования надвиговой структуры показаны на рисунке. Горизонтальное сокращение верхней коры со скоростью 1 см/год в течение 4 млн лет при надвиге вдоль разлома под углом $\sim 30^\circ$ в условиях реологически расслоенной литосферы приводит к формированию корней коры протяженностью 100 км с максимальным углублением Мохо примерно на 10 км на момент завершения надвига (рис., фрагм. б). Сформировавшаяся гравитационно неустойчивая структура после прекращения надвига (рис., фрагм. в) стремится к состоянию литостатического равновесия со скоростью, определяемой значениями вязкости и скорости эрозии. Давления и сдвиговые напряжения возрастают в процессе горизонтального сокращения коры и появления дополнительной нагрузки над зоной надвига. Максимальные значения сдвиговых напряжений зависят от вязкости и скорости надвига и достигаются под начальной областью надвига, составляя 160 МПа для скорости сокращения коры $u = 2$ см/год.

По мере развития коллизии и после ее завершения на краях поднятия формируются осадочные бассейны, горизонтальные размеры и глубина которых увеличиваются с течением времени, что объясняет присутствие молассы к северу от Карпат. При выполаживании дневной поверхности на постколлизиионной стадии глубина осадочного слоя во фронтальной области, согласно расчетам, превышает 4 км, а обстановка тектоническо-

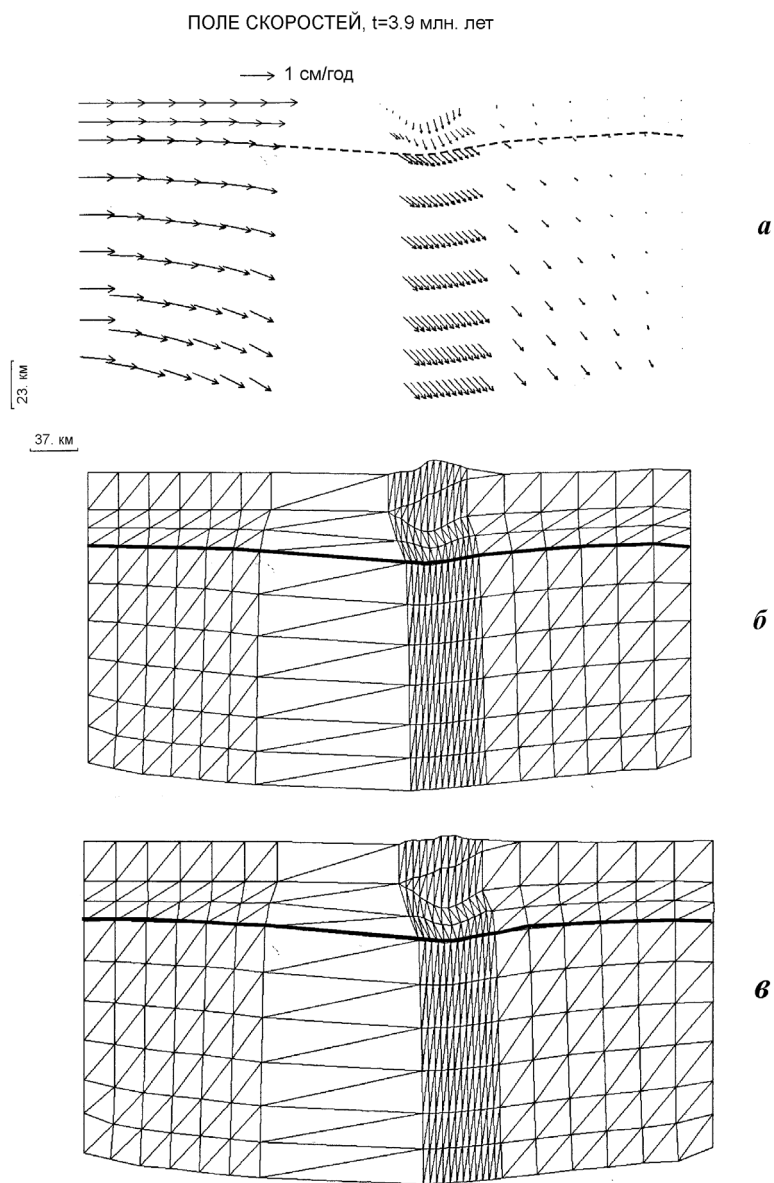


Рисунок. Поле скоростей (а) и деформация сетки в момент завершения надвига ($u = 1$ см/год, $t = 3.9$ млн лет) (б) и примерно через 3 млн лет после окончания надвига (в). Жирная линия показывает положение границы Мохо

го сжатия сменяется обстановкой растяжения, но при меньших, примерно на порядок, напряжениях. Величина растягивающих напряжений выше для сценариев с меньшими значениями вязкости, более высокими температурами.

Паннонский бассейн и его окружение образованы различными тектоническими единицами, образующими Альпийский и Карпатский орогенные пояса. Из-за молодого возраста и сложной тектонической обстановки эта область является исключительным полигоном для проверки различных моделей континентальной коллизии. Восточные Альпы представляют собой часть глобальной зоны современной коллизии между Африкой и Евразией. Активный процесс формирования Карпат и Динарид, включая события сближения, проходил в меловом периоде и миоцене, т.е. в недавнее время, и поэтому в незначительной степени подвергался действию последующих наложенных событий. Дугообразный Карпатский надвиговой пояс состоит из внутренней, более старой покровно-надвиговой системы и внешних надвинутых щитов, включающих осадки палеогена и миоцена, деформированные в конце среднего – начале позднего миоцена 10–12 млн лет назад [7]. Процесс формирования и эволюции Паннонского бассейна определяется взаимодействием разновременных тектонических процессов, происходящих в окружающих его орогенах: сжатием, коллизией и утолщением коры (под Альпами мощность коры по профилю EGT вдвое превышает нормальное значение, под Восточными Карпатами, по данным ГСЗ, мощность коры увеличена также практически вдвое).

Расчеты подтверждают, что в результате действия тектонических сжимающих напряжений при внедрении Адриатической микроплиты в области Южных Альп и меньших по величине гравитационных сил, создающих дополнительные сжимающие напряжения со стороны поднятий Альп, Карпат и Динарид, во внутреннем Паннонском бассейне возможно преобладание обстановки сжатия при существовании локальных областей растяжения.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 06-05-65221, 09-05-01032).

Литература

1. Божко Н.А. Тектоно-термальная переработка – характерный эндогенный режим докембрия // Геотектоника. 1995. № 2. С. 61–74.
2. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука, 1989. 157 с.
3. Парфенюк О.И. Термомеханическая модель эволюции расслоенной литосферы в зонах континентальной коллизии и оценка условий постколлизиионного развития //

Исследования в области геофизики (к 75-летию ОИФЗ РАН). М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 312–319.

4. *Парфенюк О.* Особенности теплового и тектонического режимов коллизионных надвиговых структур (на примере окружения Паннонского бассейна) // Проблемы водных ресурсов, геотермии и геоэкологии. Минск: ИГиГ НАН Беларуси. 2005. Т. 1. С. 283–285.

5. *Гарагаиш И.А., Жорин В.А., Ливиц Л.Д., Николаевский В.Н.* Сверхпластичное течение материала внутри разлома // Физика Земли. 1986. № 1. С. 12–24.

6. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Механика сплошных сред. М.: Гостехтеориздат, 1953. 788 с.

7. *Bada G., Horvath F. et al.* Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin // *Tectonics*. 2001. Vol. 20, N 3. P. 343–363.

В.Н. Патрикеев¹

Пространственно-временное деформирование Северо-Западной котловины Тихого океана

Сейсмические исследования в Северо-Западной (СЗ) котловине [2, 6] свидетельствуют о значительных вертикальных деформациях осадочно-чехла и базальтового фундамента. В результате этих деформаций образованы крупные региональные структуры: поднятия Шатского и Обручева, Курило-Камчатский желоб; разломы Тускарора и Хоккайдо со всей совокупностью боковых ветвей и оперяющих их холмистых гряд; огромное количество холмов и гор, а также прогибов и впадин.

Деформирование котловины во времени можно исследовать при условии, что осадконакопление осуществляется преимущественно придонными потоками, а не из водной толщи по принципу «снегопада частиц». При таком характере осадконакопления происходит сглаживание форм палеорельефа, образованных деформациями котловины; формируются несогласия типа прилегания, являющиеся индикатором этих деформаций, начало которых соответствует времени отложения верхов деформированной толщи. Следовательно, в рельефе отражающих границ осадочного чехла и кровли фундамента в таком случае при профильных сейсмических исследованиях отображаются как деформации котловины, так и их возраст. Уменьшение мощности или, тем более, отсутствие отложений какого-то диапазона времени в разрезе чехла на некотором участке плиты свиде-

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

тельствует о подъеме в это время рассматриваемого участка плиты. Амплитуда поднятия соответствует уменьшению мощности этих отложений, а в случае выклинивания последних превышает ее. Увеличение мощности чехла на некоторых участках плиты указывает об их опускании. Амплитуда и время опускания определяются соответственно по разрастанию мощности слоев и времени их образования.

Сейсмические исследования [2] и данные глубоководного бурения в СЗ котловине свидетельствуют, что в раннем мелу и позднем кайнозое осадконакопление осуществлялось преимущественно придонными потоками, следовательно, по этим материалам можно изучать интенсивность пространственно временного деформирования этой котловины. Региональные деформации представлены на карте смещений базальтового фундамента относительно глубины 5.8 км (средняя глубина его залегания в настоящее время), локальные деформации – на серии карт, отображающих интенсивность деформирования котловины в разные периоды времени.

Представленные в статье материалы свидетельствуют о том, что тектонические движения и связанные с ними деформации не только наблюдаются по периферии СЗ котловины, но широко распространены в пределах всей ее территории и имеют при этом значительную интенсивность. Наиболее интересные результаты были получены при изучении возраста и интенсивности глыбово-волновых движений котловины, особенно ее глубинных разломов. Выделено три этапа различной интенсивности деформирования котловины. Для каждого из них характерен свой тип осадконакопления.

Первый этап охватывает диапазон времени с момента образования базальтового фундамента до нижнего мела. В начале его сложились основные глубинные разломы и сформировалось, судя по публикациям [1, 3, 4], три массива поднятия Шатского. Так, в зоне разлома Тускарора была образована моноклиальная гряда высотой до 100 м, а у ее подножия несколько трогов; на вале Хоккайдо заложился одноименный разлом в виде цепочки трогов глубиной до 200 м; в разломной зоне Сейсмиков образовался уступ, с опущенным южным крылом, амплитудой до 100 м. К концу первого этапа первичный рельеф базальтового фундамента и деформации в разломах были в значительной степени сглажены седиментацией. С началом этого этапа деформирования котловины связано карбонатное, а с его завершением – кремнисто-глинистое осадконакопление. Первое сформировало нижний, а второе – верхний слои надбазальтовой толщи. Оба слоя выклиниваются в северном направлении, карбонатный слой – на широтах 43–44°, кремнисто-глинистый – севернее параллели 46–47°.

Второй этап – с конца раннего мела до среднего миоцена – является самым продолжительным, однако существенных деформаций в СЗ котловине в это время не устанавливается. В этот период времени исследуемый район котловины, исключая поднятие Шатского, представлял собой выровненную равнину, на которой откладывались пестрые немые глины мощностью 20–40, иногда до 60 м.

Третий этап деформирования котловины начал проявляться в среднем, позднем миоцене в виде локальных деформаций в разломных зонах Хоккайдо, Тускарора и Сейсмиков, на территории северных отрогов поднятия Шатского и в отдельных районах котловины Тускарора. В результате этих деформаций в рельефе дна формировались холмы высотой до нескольких сотен метров и пологие ложбины глубиной до 100 м. В разломной зоне Хоккайдо происходило незначительное углубление основного трога. В плиоцене, раннем плейстоцене интенсивность этих движений возросла. Так начали формироваться северные отроги поднятия Шатского в виде асимметричных гряд; северо-восточнее разлома Тускарора отдельные холмы в результате их роста стали объединяться в гряды; возросла интенсивность прогибания трогов разлома Хоккайдо, увеличилась высота многих холмов; начала образовываться система валов и впадин северо-восточного простирания в котловине Тускарора.

С середины плейстоцена интенсивность тектонических движений резко возросла. Они проявились не только в локальных деформациях котловины, но и в прогибании и поднятии значительных по площади территорий резкой активизацией движений в зонах региональных разломов. В пределах океанической плиты были образованы такие крупные линейные структуры, как внешний склон желоба, блоковая моноклинал вала Хоккайдо, равнина и асимметричные гряды северных отрогов поднятия Шатского. Сильно активизировались движения в зонах региональных разломов. Так, в разломе Хоккайдо настолько возросла скорость прогибания основного трога, что последняя уже не успевала компенсироваться осадконакоплением. В восточной и отчасти в центральной ветвях разлома возникла широкая зона деформаций, представляющая собой систему более мелких валов и трогов. Значительно увеличилась высота многих холмов и гор, расположенных в троге и его бортах. В результате относительного смещения крыльев разлома Тускарора (опускания западного и подъема восточного) образовался уступ высотой до 800 м, который разорвал позднекайнозойскую долину вдоль ее оси и поднял ее восточный борт. В разломе Сейсмиков произошло опускание южного крыла на 300 м. В котловине Тускарора образовалась система ориентированных параллельно желобу пологих прогибов и валов. Для этого этапа характерна преимущественно терригенная седиментация кремнисто-глинистых осадков.

Литература

1. *Васильев Б.И.* Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 192 с.
2. *Патрикеев В.Н.* Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
3. *Рудич Е.М.* Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
4. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 232 с.

**И.К. Пашкевич¹, С.В. Богданова², О.Б. Гинтов¹,
М. Нильсон²**

Дайковые рои северо-западной части Украинского щита

В пределах Украинского щита (УЩ) известно 27 крупных роев мафических даек [1–3 и др.], исследованных с разной степенью детальности геологическими и геофизическими методами (рис. 1). Возраст внедрения их оценивается в интервале 2.7–0.25 млрд лет, однако он определен не для всех роев и не всегда достаточно надежно. Самые молодые датировки относятся к зоне сочленения УЩ с Донбассом, а наиболее древние (поздний архей?) – к Среднеприднепровскому мегаблоку. Наибольшее количество даек отмечено в северо-западной части УЩ (Волынский и север Подольского мегаблока), восточной части Ингульского, западной части Среднеприднепровского и восточной части Приазовского мегаблоков. Преимущественные простирания роев даек – северо-западное (300–335°) и широтное. Северо-восточные простирания (210–230°) встречаются главным образом на северо-западе УЩ и соответствует простиранию Осницко-Микашевичского вулканического пояса и зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии [4].

Детальное изучение роев даек выполнено летом 2009 г. в Волынском мегаблоке северо-западной части УЩ (рис. 2), главной задачей которого было точное датирование возраста даек по бадделеиту и определение их структурного положения, а также отбор пород для палеомагнитных исследований.

Основными структурными единицами Волынского блока являются Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс (2.0–1.95 млрд лет),

¹ Институт геофизики им. С.И. Субботина (ИГФ) НАН Украины, Киев, Украина

² Геологический институт Университета г. Лунда, Лунд, Швеция

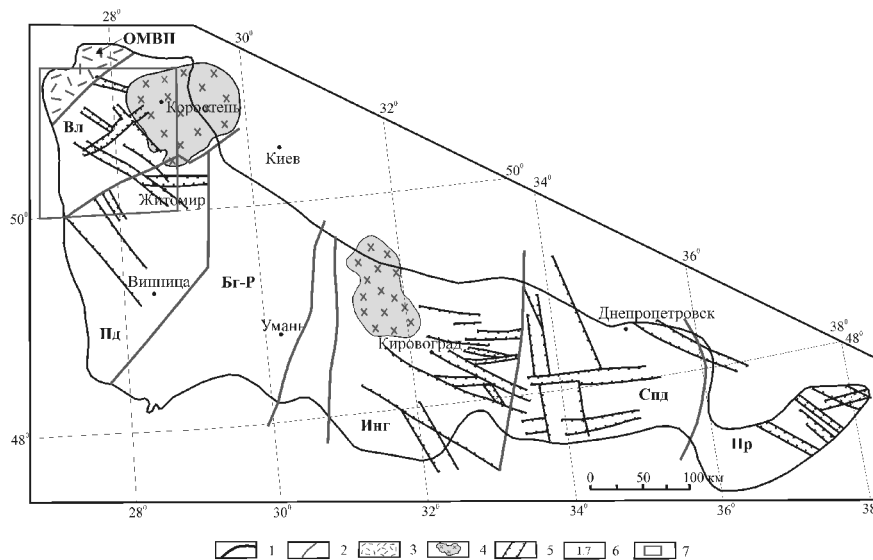


Рис. 1. Схема роев мафических даек Украинского щита.

1 – граница Украинского щита; 2 – главные разломы; 3 – Осницко-Микашевичский вулканический пояс (ОМВП); 4 – габбро-анортозит – рапакиви плутоны (1.76–1.74 млрд лет); Коростенский и Корсунь-Новомиргородский; 5 – рои даек; 6 – возраст даек (млрд лет); 6 – район работ 2009 г. Буквенные обозначения: мегаблоки щита – Вл – Волынский, Пд – Подольский, Бг-Р – Бугско-Росинский, Инг – Ингульский, Спд – Среднеприднепровский, Пр – Приазовский

Коростенский плутон и Овручский прогиб (оба с возрастом 1.80–1.74 млрд лет). Этот район характеризуется большой насыщенностью дайками, основная масса которых сосредоточена между Коростенским плутоном и Осницко-Микашевичским вулканическим поясом. Рои даек приурочены к контактам блоков и крупнейшим разломам диагональной системы.

Используя данные бурения и простираения линейных магнитных аномалий, мы составили карту роев даек (рис. 2), дающую более детальную картину распространения и их соотношений, что позволяет судить об их относительном возрасте. Как правило, рои имеют линейную конфигурацию, а их поперечные размеры изменяются от первых километров до десятков километров. Наиболее крупный рой – Новоград-Волынский – имеет северо-западное простираение (310–320°), прослежен на протяжении 140 км и связан с Сарненско-Варваровским глубинным разломом, активизировавшимся в позднем протерозое как левый сдвиг [1]. Рой даек северо-западного простираения (330–335°) сопровождает Емиловский

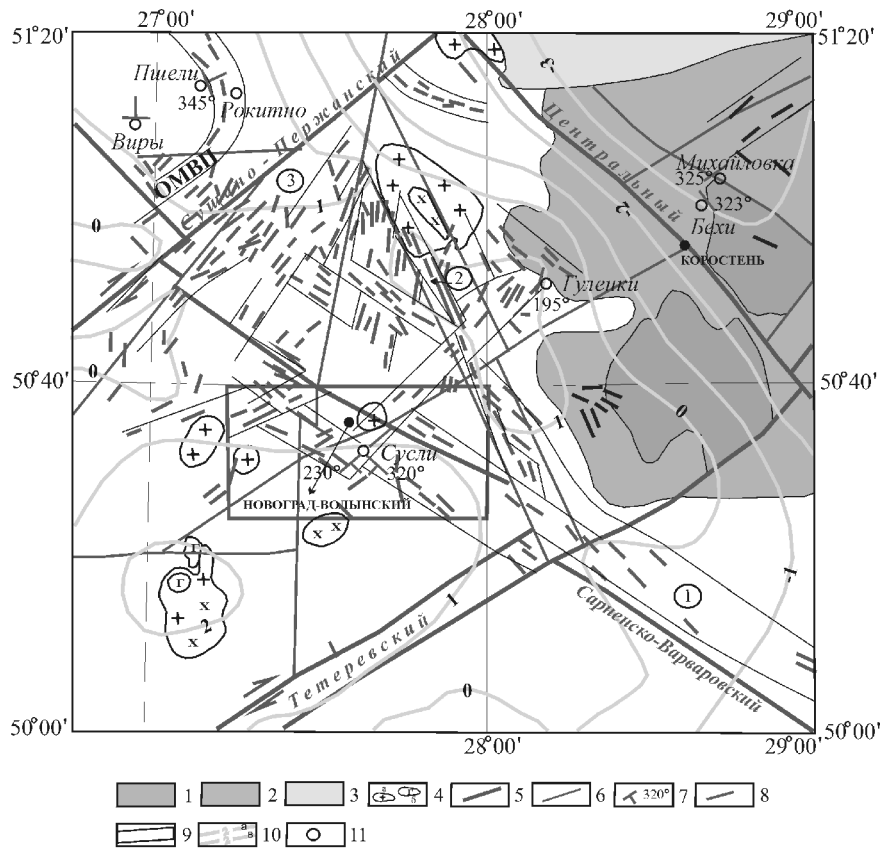


Рис. 2. Схема разломной тектоники и роев даек северо-запада Украинского щита.

1, 2 – Коростенский Плутон: 1 – габбро-нориты и анортозиты (1.80–1.76 млрд лет), 2 – граниты типа рапакиви, включая монцониты (1.77–1.74 млрд лет); 3 – Овручский прогиб (песчаники и сланцы, 1.76–1.74 млрд лет); 4 – массивы субщелочных гранитов (а) и основных пород (б) с возрастом 2.0–1.95 млрд лет); разломы: 5 – главные, 6 – прочие; 7 – измеренные элементы залегания; 8 – мафические дайки по геологическим и геофизическим данным; 9 – границы роев даек – цифры в кружках: 1 – Новоград-Волынский, 2 – Емиловский, 3 – Сушано-Пержанский; 10 – изолинии региональной компоненты аномального магнитного поля, сотни нанотесл; 11 – пункты наблюдений и их названия

разлом. Размеры его по простиранию составляют 70 км, а ширина – 7 км. Крупные линейные рои даек приурочены, как правило, к контактам блоков земной коры разного состава. Оба роя северо-западного прости-

рания относятся к зоне резкого изменения мощности земной коры, которая четко прослеживается в региональном магнитном поле (рис. 2) и отвечает переходной зоне от немагнитной нижней коры Коростенского плутона к магнитной под Новоград-Волынским блоком.

Рои даек северо-восточного направления (225–230°) соответствуют простиранию крупнейшей зоны Суццано-Пержанского разлома и ее юго-восточного оперения. Разлом имеет крутое северо-западное падение и активизирован в позднем протерозое как правый сдвиг [1]. Дайки этого простирания сконцентрированы максимально в юго-западном крыле разлома между Суццано-Пержанским и Сарненско-Варваровским разломами. Параллельно Суццано-Пержанской зоне картируется еще один рой того же простирания длиной 60 км и поперечником 5 км. По соотношению линейных роев даек можно заключить, что рои даек северо-западного простирания более древние по сравнению с роями северо-восточного.

Кроме описанных линейных роев в северной части района выделены дугообразные рои, предположительно связанные с массивами палеопротерозойских субщелочных гранитов и основных пород.

Литература

1. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Сирина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита К.: Наукова думка, 1982. 214 с.
2. Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья К.: Наукова думка, 1986. 192 с.
3. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. К.: Наукова думка, 2005. 568 с.
4. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Burianov V.B., Makarenko I.B., Orlyuk M.I., Skobelev V.M., Starostenko V.I., Legostaeva O.V. The 1.80–1.74 Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 381. P. 5-27.

Методика и первые результаты комплексного геолого-геофизического изучения узлов пересечения крупных роев мафических даек (северо-западная часть Украинского щита)

Трассирование даек основного состава и их роев успешно производится с использованием данных детальных аэромагнитных съемок с последующим подтверждением их результатами бурения. При этом необходимо иметь наблюдения на высотах, не превышающих 50 м над дневной поверхностью, т.к. на больших высотах эффект от маломощных и слабонамагниченных даек быстро затухает. Аэромагнитные данные поэтому целесообразно уточнять наземными детальными наблюдениями. Результаты геофизической интерпретации в условиях обнаженной части щита могут быть существенно дополнены геологическими и геофизическими наблюдениями на обнажениях и в карьерах. Нами были изучены дайки в ряде карьеров северо-западной части щита (рис., фрагм. а). В состав работ входили геологические описания даек и вмещающих пород, замеры элементов их залегания, определение мощностей даек, отбор образцов для палеомагнитных исследований и определения абсолютного возраста (см. статью И.К. Пашкевич и др., публикуемую в настоящем сборнике). Геологические наблюдения сопровождалось измерением магнитного поля T по профилям за пределами карьера, ориентированным вкрест простиранию даек. Одним из таких объектов наблюдений был карьер Сусли, расположенный в узле пересечения крупных роев даек северо-западного и северо-восточного простираний: Новоград-Вольнского, контролирующего зону Сарненско-Варваровского глубинного разлома, и Пугачевского вдоль одноименного разлома (рис., б).

В аномальном магнитном поле прослеживаются линейные магнитные аномалии интенсивностью более 50 нТл над дайками, образующими три роя, азимуты простираний которых (315–320°, 235–240° и 210–215°) близки к простиранию даек, измеренным в карьере. Как показали профильные магнитные наблюдения с шагом 1 м, дайки с простиранием 230° и 320°, обнаженные в карьере, создают магнитные аномалии интенсивностью 10–20 нТл (профили 2 и 3) и 60 нТл над дайкой с простиранием 210°. На профилях 2 и 3 дайки фиксируются на фоне контакта двух блоков разной, но слабой, намагниченности, эффект от которых составляет 20–30 нТл. Для получения эффекта собственно даек в чистом виде по

¹ Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

этим профилям из наблюдаемого поля были исключены упомянутые аномалии от контактов. В карьере дайка габбро-долерита северо-западного простирания имеет мощность 8 м и юго-западное падение под углом 70° , что соответствует мощности и падению магнитного тела, установленного по профилю 3.

При крутых падениях даек их мощность, оцененная по магнитному полю на профиле 2, оказалась несколько меньшей по сравнению с зафиксированной в карьере, что может объясняться изменением состава дайки и уменьшением намагниченности в контактной зоне. Следует отметить, что при не известном направлении вектора намагниченности пород трудно оценить угол падения даек. Интерпретация магнитного поля может уточниться после проведения палеомагнитных исследований. Слабые магнитные аномалии, зафиксированные наземными наблюдениями, не обнаружены аэромагнитной съемкой, в связи с чем можно предположить, что юго-западная граница Новоград-Волынского роя, определенная по карте аномального магнитного поля, располагается несколько юго-западнее.

Кроме линейных магнитных аномалий в магнитном поле района имеется несколько изометрических аномалий, две из которых картируют известные массивы субщелочных гранитов – Новоград-Волынский (I) и Токаревский (II). Первый из них располагается в узле пересечения описанных линейных роев даек. Новоград-Волынский рой и Сарненско-Варваровский разлом при этом смещены к северо-востоку по Пугачевскому разлому. Возрастные соотношения гранитов массива, даек разных роев и перемещений по разлому еще подлежат детальному изучению. Возможно, что дайки северо-восточного простирания могут быть связаны с магматической активностью, одновозрастной с гранитами Новоград-Волынского массива, внедрение которого произошло в узле пересечения разломов, а левосторонний сдвиг по Пугачевскому разлому – после внедрения и массива, и даек. Токаревский массив не имеет такой тесной связи с линейными роями даек. Однако к северу от него отмечены узкие дугообразные «дайковые» аномалии, повторяющие его форму. Скорее всего, формирование этих двух массивов происходило в разных тектонических условиях, но в обоих случаях дайки могут связываться с магматической активностью, одновозрастной с внедрением субщелочных гранитов.

Проведенное комплексное геолого-геофизическое изучение роев даек в сочетании с тектонофизическими наблюдениями открывает новые возможности в реконструкции тектонических обстановок внедрения даек и их роев, изучения возрастных соотношений, связи с магматическими плутонами строения узлов пересечения роев даек. Все перечисленные возможности имеют важное значение для установления закономерностей формирования полезных ископаемых.

Глубинная структура окраинно-материковых складчато-надвиговых систем (Камчатка, Сихотэ-Алинь)

Выяснение тектонических причин образования и изучение геологической истории окраинно-континентальных структур разного ранга (плит, микроплит и супертеррейнов, террейнов, линейных и очаговых магматических структур), необходимое для понимания закономерностей размещения эндогенных месторождений и оценки современного геодинамического состояния Дальневосточного региона, основывается преимущественно на палеотектоническом анализе приповерхностной геологической информации и редких сейсмических (реже сейсмологических) и магнитотеллурических зондированиях земной коры, что не всегда достаточно для получения объемных представлений о глубинных взаимоотношениях тектонических комплексов.

Целью настоящего сообщения является характеристика особенностей глубинного строения земной коры Сихотэ-Алиня и Камчатки, которые выявлены в результате 3D-моделирования реологических свойств земной коры и подкорового слоя верхней мантии, оцениваемых [3–5] по градиентам плотности сферических источников гравитационных аномалий (μ_z). На обширной территории Северо-Восточной Азии максимумам μ_z -параметра в земной коре соответствуют жесткие массивы и блоки древних кристаллических комплексов (AR-PR) и пластины вулканогенно-кремнистых пород (MZ), а минимумам – турбидитовые комплексы, зоны милонитизации и аккреционные призмы, характеризующиеся микститовой структурой, а также области и участки термогенного понижения вязкости в магматических средах под гранитоидными и вулканическими поясами [5]. В верхней мантии по значениям μ_z -параметра уверенно различаются литосферные плиты (максимумы) и разделяющие их выступы астеносферы (минимумы) [6].

Сихотэ-Алинь. В большинстве горизонтальных срезов объемной модели $\mu_z(x, y, z)$ в Сихотэ-Алине прослеживаются две зоны максимумов и разделяющая их зона минимумов μ_z -параметра (рис. 1, а). Западному максимуму соответствует фланг Матвеевско-Нахимовского террейна – восточная окраина Амурской плиты, а восточному – Кемский террейн, на 80 % перекрытый позднемеловыми и третичными вулканидами среднего–основного состава [1, 2]. Минимум μ_z -параметра корре-

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

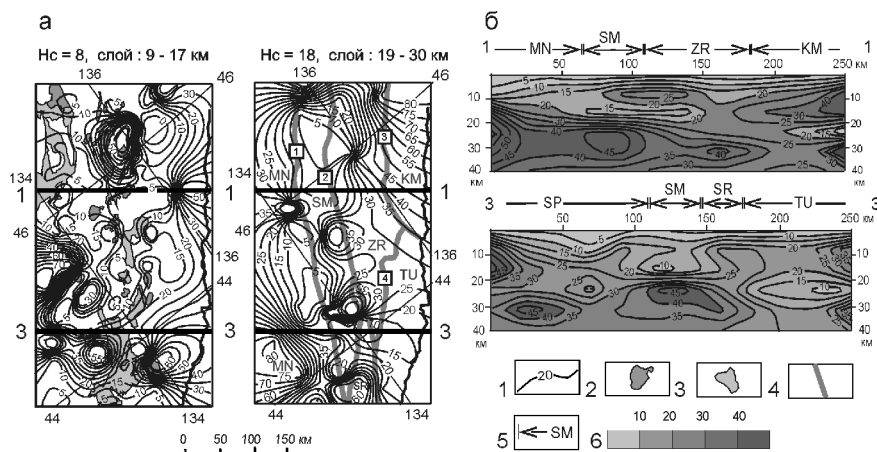


Рис. 1. Карты-срезы (а) и разрезы (б) объемной модели градиентов плотности в земной коре Сихотэ-Алиня

1 – изолинии градиентов поверхностной плотности, 10^{-2} кг / м² / км; 2, 3 – позднемезозойские гранитоиды (2) и вулканиды (3); 4 – глубинные разломы (границы террейнов): MN- Матвеевско-Нахимовский, SM – Самарский, ZR – Журавлевский, SR – Сергеевский, TU – Таухинский, KM – Кемский; 5 – границы террейнов над разрезами; 6 – шкала градиентов плотности на разрезах. H_c – глубина поверхности (в км) “конденсации” плотностных неоднородностей слоя (глубина среза 3D-модели μ_z -параметра)

лируется с расположением Самаркинского (юрские турбидитовые и меланжевые толщи) и Журавлевского (меловые осадочные комплексы с преобладающими фациями континентального склона) террейнов [2].

По полученным данным, Центрально-Сихотэ-Алинская зона пониженных значений градиентов плотности маркирует область растяжения, типичную для структур типа пулл-аппарт, когда внутри сдвиговой зоны (в данном случае она ограничена Арсеньевским разломом на западе и Прибрежным – на востоке) формируются структуры растяжения, способствующие проникновению магматических масс к поверхности Земли (рис. 1, $H_c = 8$ км). В разрезах объемной модели $\mu_z(x, y, z)$ (рис. 1, б) ясно проявлены структурные взаимоотношения двух жестких клиноформных тектонических пластин, маркируемых максимумами μ_z -параметра. Северо-западный клин в интервале глубин 10–40 км представляет собой окраинный выступ Амурской плиты, а юго-восточный в интервале глубин 5–20 км – фрагмент океанической (окраинно-морской) коры, надвинутый на погруженную окраину континента. Приводимые разрезы (рис. 1, б) в формализованном виде иллюстрируют аллохтонную природу Самаркинского и Журавлевского террейнов, которые структурно не связа-

ны с архейскими и протерозойскими комплексами Амурской плиты, а представляют собой сложную комбинацию терригенных, турбидитовых и олистостромовых комплексов различного состава и возраста с включениями океанической коры [2].

Зоны пониженных значений μ_z -параметра, достигающие толщины 10–12 км под Кемским и Таухинским (рис. 1, б) террейнами, являются признаком реологической нарушенности нижнего слоя земной коры в основании Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса, из чего следует вывод, что магматические очаги, служившие источником позднемезозойских вулканических излияний, до сих пор могут находиться здесь в вязком или частично расплавленном состоянии. Похожим образом минимумы градиентов плотности коррелируются с вулканическими и гранитоидными поясами на Камчатке, западном побережье Охотского моря, в Приамурье, Якутии и Забайкалье [3–5].

Камчатка. Аккреционно-надвиговые и магматические процессы в земной коре

Камчатского полуострова происходили (и продолжаются в настоящее время) на 30–40 млн лет позже аналогичных процессов в Сихотэ-Алине, однако реологическое состояние земной коры, отображаемое распределениями μ_z -параметра (рис. 2), характеризуется здесь похожими особенностями. В горизонтальном срезе ($H_c = 20$ км) и разрезах Камчатской модели $\mu_z(x, y, z)$ отчетливо проявлены клиноформные пластины океанической коры (диагностируемые μ_z -максимумами), подвинутые под аккреционно-надвиговые комплексы Восточной Камчатки. Среднекоревый слой Камчатского полуострова (в интервале глубин 10–20 км), также, как и в Сихотэ-Алине, надвинут на зону пониженной вязкости, а Срединный метаморфический массив (СМ) структурно не связан с Охотской плитой. По полученным (рис. 2) и ранее опубликованным [4] данным, этот массив, так же как и Сергеевский террейн в Сихотэ-Алине (рис. 1, разрез 3-3), характеризуется признаками аллохтонного положения. Под Западной Камчаткой и прилегающим шельфом нижний слой земной коры находится в вязком пластичном или частично расплавленном состоянии, о чем можно судить по зонам поглощения и уменьшения скорости сейсмических волн, зонам электрической проводимости и обширному минимуму градиентов плотности (рис. 2).

Выводы. Формализованные гравитационные модели земной коры Сихотэ-Алиньской и Камчатской окраинно-континентальных складчато-надвиговых систем обнаруживают близкие взаимоотношения верхне- и нижнекоревых глубинных структур в зонах сочленения океанической плиты с окраинно-морской (или островной дугой) и окраинно-морской – с континентальной. Эти модели, составленные без привлечения априор-

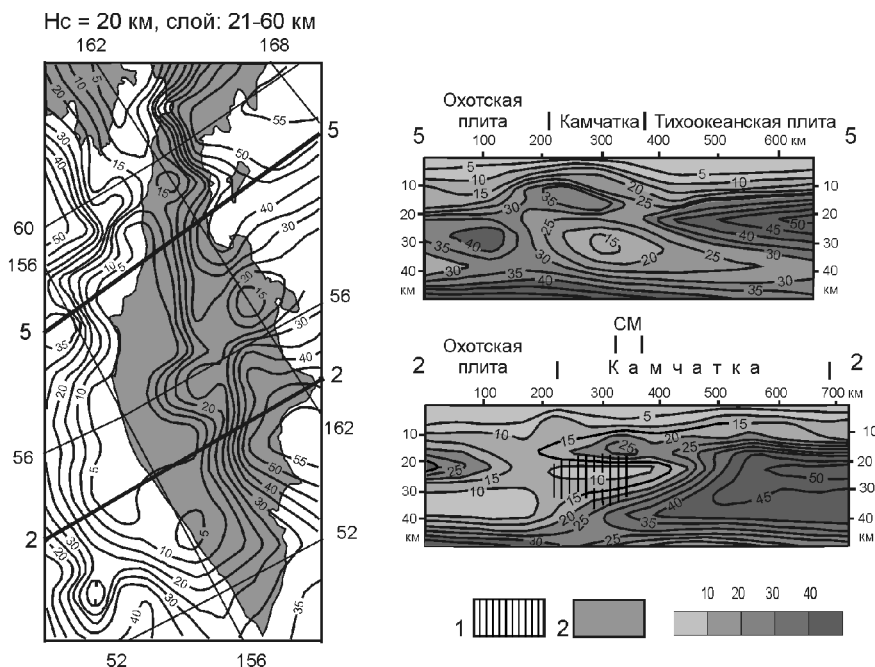


Рис. 2. Карта-срез и разрезы объемной модели градиентов плотности в земной коре Прикамчатского района
1 – зона пониженной скорости сейсмических волн; 2 – суша. СМ – Срединный массив. Другие обозначения см. на рис. 1

ной геолого-геофизической информации и предварительных тектонических гипотез, полностью объясняют глубинные причины и механизмы образования приповерхностных аккреционных и надвиговых тектонических комплексов. Наблюдаются отчетливые признаки расщепления активных пластин океанической (рис. 2, разрез 2-2) и окраинно-морской (рис. 1) коры на границах с континентальными (Сихотэ-Алинь) и островодужными (Камчатка) структурами.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 09 – III – 08 – 437.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 2 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43-59.

4. *Петрищевский А.М.* Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 24, №3. С. 53-61.

5. *Петрищевский А.М.* Вязкий слой на границе кора-мантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37-48.

6. *Ханчук А.И., Петрищевский А.М.* Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 5. С. 689-693.

А.М. Петрищевский¹

Буферные окраинно-морские плиты Северо-Восточной Азии

Пространственные границы, внутреннее строение, происхождение и палеогеодинамика литосферных плит второго порядка на территории Северо-Восточной Азии и прилегающих акваторий трактуются весьма неоднозначно. Так, Охотоморская плита рассматривается как затопленная окраина Азии, океаническое базальтовое плато или фрагмент раздробленной древней Катазиатской плиты; Колымо-Омолонская – как отторгнутая часть Евразийского или Северо-Американского континента, чаще – супертеррейн, представляющий собой коллаж структур различного происхождения и возраста, а Амурская – как часть Азиатского материка, образовавшегося при закрытии палеозойского океана. Общим для этих плит, однако, является существование на их месте в прошлом, или в настоящем, открытых океанических пространств, или окраинных морей, предполагаемых по формационному составу слагающих их тектонических комплексов. Тектонический анализ реологических свойств тектоносферы Северо-Восточной Азии до глубины 150 км от поверхности геоида, отображаемых распределениями градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий [4, 6], позволил увидеть, что не только это является общим в строении и происхождении этих плит.

Охотоморская плита (ОП), по полученным данным [4], представляет собой относительно тонкую (мощностью 40–60 км) изогнутую пластину, надвинутую на астеносферную линзу. Гораздо более мощная (толщиной 120 км) жесткая пластина в основании Евразийской плиты, наоборот, полого погружена под астеносферу и расположенную выше Охотоморскую плиту. Пространственные параметры и взаимоотношения жестких пластин, диагностируемых высокими значениями градиентов плотности

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

(рисунок, разрез 2–2), полностью отвергают континентальное происхождение ОП и лучше согласуются с гипотезой Н.А. Богданова и В.Д. Чеховича [1] о ее океаническом происхождении с существенным уточнением, что эта плита не была транспортирована издалека, а, вероятнее всего, образовалась при расщеплении верхней мантии Тихоокеанской плиты (ТП) на литосферную и подастеносферную пластины (разрез 2–2). Вторая – подастеносферная, а отнюдь не литосферная, пластина тихоокеанской верхней мантии была субдуцирована и продолжает субдуцироваться под Охотоморскую плиту, сопровождаясь глубокофокусными землетрясениями [4]. Область этих землетрясений ограничивается на северо-западе контрастным минимумом градиентов плотности в верхней мантии (линейным астеносферным выступом), который отделяет Тихоокеанскую субдуцирующую плиту от Амурской (см. рис., фрагм. а), а Охотоморская плита располагается выше зоны контакта плит 1-порядка. Такой же минимум разделяет Амурскую и Евразийскую плиты (рис., фрагм. б). На горизонтально-слоистые структуры тектоносферы Охотского моря наложена структура центрального типа, выраженная в концентрической зональности аномалий градиентов плотности [4], магнитных аномалий [5] и в рельефе кровли астеносферы [5].

Кольмо-Омолонская плита (КОП) [6] картируется относительно максимумом градиента плотности (рис., фрагм. б), отделяемом от прилегающих плит минимумами – индикаторами выступов астеносферы. В разрезе (1–1) этого формализованного параметра отчетливо читаются две жесткие тектонические пластины, верхняя из которых представляет собой тело КОП, а нижняя – субдуцированную нижнюю литосферу Северо-Американской плиты. Морфологические особенности распределения градиентов плотности в зоне контакта КОП и САП (разрез 1–1) очень близки к таковому в зоне контакта ОП и ТП (разрез 2–2), что позволяет предполагать одинаковый характер происхождения КОП и ОП, определяемый расщеплением активных Северо-Американской и Тихоокеанской плит на корово-мантийную и нижнюю литосферную (либо подастеносферную) жесткие пластины. Так же, как и тектонические комплексы дна Охотского моря, приповерхностные комплексы КОП являются, по-видимому, результатом соскабливания и скучивания мезозойских осадочных толщ, срывов и горизонтальных перемещений островных дуг и тектонических покровов, синхронных с субдукцией жесткой пластины в основании литосферы или в подастеносферном слое верхней мантии. Сокращение мощности литосферы под Кольмо-Омолонской плитой сопровождается концентрическим расположением локальных максимумов плотности нижнекорового слоя относительно минимума в центре (срез на глубине 20 км) [2] – признаком существова-

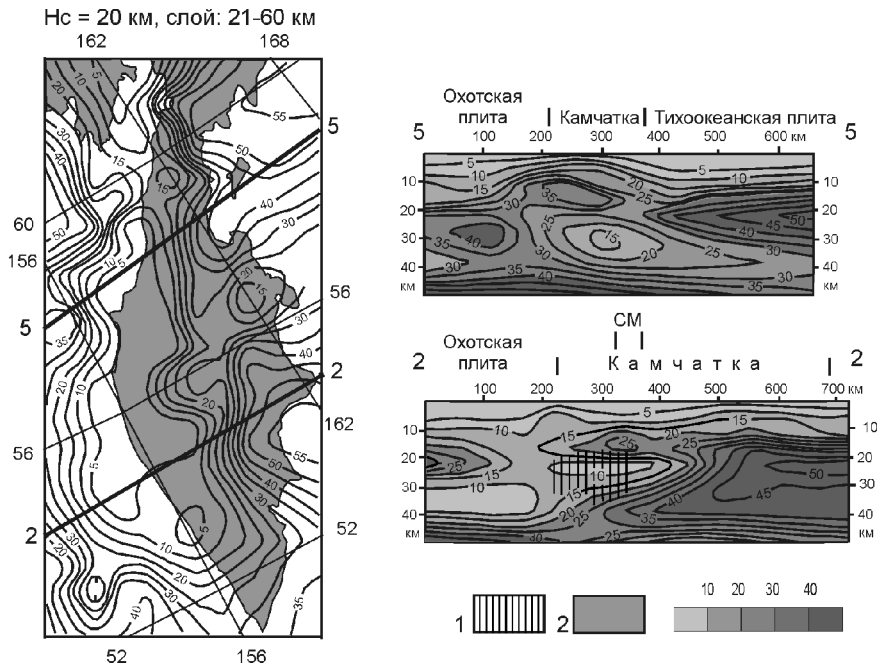


Рисунок. Карты-срезы градиентов плотности тектоносферы в Охотоморской (а) и Северо-Восточной (б) моделях с разрезами (в)

1 – изолинии градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий, $10^{-2} / \text{кг} / \text{м}^2$; 2, 3 – среды пониженной вязкости в разрезах (2) и на схемах (3); 4, 5 – глубинные границы плит на схемах (4) и над разрезами (5); 6 – глубинные разломы; 7 – шкала раскраски разрезов. Нс – глубина поверхности среза. Литосферные плиты: ЕАП – Евразийская, САП – Северо-Американская, ТП – Тихоокеанская, КОП – Колымо-Омолонская, ОП – Охотоморская, АП – Амурская. Нс – глубина среза 3D-модели градиентов плотности

ния структуры центрального типа под позднепалеозойско-мезозойским (Южно-Анжуйским, Ангаючамским) окраинным морем.

Амурская плита (АП), так же, как и Колымо-Омолонская, является частью современного Азиатского континента, образовавшегося на месте палеозойского океанического бассейна. Ее структурная обособленность от Северо-Азиатского кратона – древней части Евразийской плиты (ЕАП) – подчеркивается существованием Монголо-Охотской сутуры и Байкало-Охотского сейсмического пояса. На юге АП граничит с Сино-Корейским кратоном – северо-восточным флангом Индо-Австралийской плиты (ИАП). В двух независимых моделях (рис., фрагм. а и б) АП отделена от ЕАП широкой зоной низких градиентов плотности в верхней

мантии, которая смещена к северо-западу от приповерхностной границы этих структур (признак наклона кровли вязкого слоя в этом направлении). Поддвижение жесткой пластины (выраженной максимумом градиентов плотности) в основании литосферы Амурской плиты под Северо-Азиатский кратон ясно просматривается в подкоровом срезе верхней мантии ($H_c = 60$ км) и разрезах. В рельефе подошвы литосферы АП [3] отчетливо проявлены следы структуры центрального типа (плюма ?), однако, в отличие от кайнозойской (ОП) и мезозойской (КОП) буферных плит, центральная часть АП утолщена до 150 км, а промежуточная и внешняя зоны – сокращены до 80–100 км, что может быть результатом инверсии (прогибания) свода структуры.

Общими особенностями глубинного строения окраинно-морских литосферных плит Северо-Восточной Азии (Амурской палеозойской, Колымо-Омолонской мезозойской и Охотской кайнозойской) – плит второго порядка, выявленными в результате сопоставления формализованных моделей их плотностной неоднородности, являются: 1) уменьшенная мощность литосферы (60–80 км) на большей части занимаемых плитами сегментов земной поверхности; 2) существование мощных (толщиной 20–30 км) слоев пониженной вязкости в подкоровом слое верхней мантии этих плит; 3) расщепление тектоносферы на коровую и нижнелитосферную (в Охотском море – подастеносферную) пластины в зонах коллизии этих плит с плитами 1-порядка (ТП и ОП, САП и КОП, АП и ЕАП); 4) надвигание земной коры и приповерхностных аккреционно-складчатых комплексов плит второго порядка на континентальную Евразийскую плиту; 5) продвижение жестких пластин верхней мантии под палеоконтинентальные окраины; 6) признаки существования под окраинными морями, в прошлом и настоящем, структур центрального типа плюмовой природы, обнаруживаемых в концентрической зональности плотностных, магнитных и геотермических неоднородностей земной коры и верхней мантии.

В перечисленных особенностях проявлены единообразие происхождения и повторяемость тектонической эволюции буферных окраинно-морских плит на окраинах Азии, формирующихся в зонах сочленения плит первого порядка (САП, ТП и ИАП) с древнейшей континентальной Евразийской плитой. Исходя из рассмотренных моделей, главными структурообразующими факторами в эволюции плит второго порядка были и являются: соскабливание, аккреция и горизонтальный перенос формирующихся осадков и островных дуг окраинных морей над субдуцирующим жестким слоем нижней литосферы или подастеносферного слоя плит первого порядка.

Литература

1. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72-85.
2. Вацлов Ю.Я. Гравиметрическая томография – новое направление изучения твердой оболочки Земли // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 4. С. 532-536.
3. Мальшев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Горнов П.Ю. Трехмерная модель Амурской литосферной плиты // Фундаментальные проблемы тектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 3-5. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).
4. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43-59.
5. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: РАН. Национальный геофизический комитет. 1996. 337 с.
6. Ханчук А.И., Петрищевский А.М. Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. Т. 412, № 5. С. 689-693.

Г.А. Петров¹, Ю.Л. Ронкин¹, А.В. Маслов¹, О.П. Лепихина¹

Новые данные о возрасте офиолитов восточного склона Среднего Урала

Традиционно считается, что офиолитовые комплексы основания ордовикско-девонской Тагильской палеоостровной дуги (террейна) и Восточно-Уральской мегазоны имеют ордовикский возраст [1 и др.]. Подобные взгляды в ряде районов подтверждаются находками конодонтов ордовика в кремнистых прослоях среди толеитовых базальтов [5 и др.], пространственно ассоциирующих с пластинами серпентинизированных дунит-гарцбургитов и низкостронциевых высококальциевых габбро, а также силурийскими и девонскими датировками гранитоидов, прорывающих офиолиты.

В последнее время, в связи с внедрением в практику новых методов изотопно-геохронологических исследований (прежде всего, изохронного Sm-Nd и U-Pb по единичным зернам цирконов и их фрагментам), появились данные, позволяющие существенно изменить представления о возрасте и условиях формирования меланократового фундамента ордовикско-силурийских вулканитов. Так, в частности, Г.Н. Савельевой с соавторами [7] с помощью прецизионного вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II по 7 зернам цирконов из хромитов

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

Войкарского дунит-гарцбургитового массива (Полярный Урал) получен U-Pb возраст $585,3 \pm 6$ млн лет (СКВО = 0,036), который был интерпретирован как время миграции расплавов и флюидов через мантийный респит. Следует отметить, что цирконов с ордовикскими возрастными, соответствующими общепринятой датировке райиз-войкарского альпийского дунит-гарцбургитового комплекса, ранее выявлено не было. Полученные в работе [7] результаты были дополнены Е.В. Хаиным с соавторами [10], установившими возраст цирконов из тоналитов, «запечатывающих» офиолитовый разрез Войкарского массива – 490 ± 7 млн лет (СКВО = 0,21). Данная цифра соответствует границе кембрия и ордовика и отражает эпоху метаморфизма и палингенеза ранее сформированной офиолитовой ассоциации. Изученная названными авторами офиолитовая ассоциация располагается в зоне Главного Уральского разлома и ограничивает палеозойский Тагильский палеоостроводужный террейн с запада.

Нами при проведении геологосъемочных работ на восточном склоне Среднего Урала исследованы офиолитовые комплексы восточной части Тагильской и центральной части Восточно-Уральской мегазон. В восточной части Тагильского террейна отобраны образцы амфибол-клинопироксеновых габбро устейского комплекса (обр. 264/44 отобран в бассейне р. Мысовая, правый приток р. Лобва, в 4 км к западу от пос. Красный Яр; обр. 231-4 – в районе скалы Красный Камень на правом берегу р. Тагил, в 12 км вниз по течению от пос. Балакино), слагающих тектонические пластины в ассоциации с серпентинизированными дунит-гарцбургитами серовского комплекса и ясьвинским комплексом долеритовых даек и силлов. Тектонические пластины данной офиолитовой ассоциации располагаются в зоне Серовско-Маукского разлома и ограничивают с востока Тагильский палеоостроводужный террейн. По монофракциям плагиоклаза, магнетита, пироксена, амфибола и валовым составам пород, для габбро устейского комплекса получены Sm-Nd изохроны в возрастном интервале 540–566 млн лет.

В южной части Тагильского террейна, в районе г. Верхний Уфалей, тектонические пластины серпентинизированных дунитов и гарцбургитов Уфалейского массива прорываются дайками амфиболовых и эгирин-амфиболовых двуполевошпатовых сиенитов (лестиваритов), с которыми связаны ореолы апатитовых слюдитовых и хлоритовых метасоматитов и Zr-Nb оруденение [3]. Установленный нами методом LA ICP-MS по 7 зернам цирконов конкордантный U-Pb возраст сиенитов составляет $449,8 \pm 7,3$ млн лет (СКВО = 0,15), что хорошо коррелируется с позднеордовикским возрастом расположенного восточнее Ильмено-Вишневогорского карбонатит-сиенитового комплекса, с которым лестивариты Уфалейского массива объединяет также сходство минерального состава,

геохимических параметров и редкометалльная минерагеническая специализация [3]. Формирование сиенитов (в том числе нефелиновых) и карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса связывается с дифференциацией мантийных магм из умеренно деплетированного и обогащенного источника (DM и EM1) в условиях континентальной коры [4]; следовательно, в позднем ордовике офиолитовые аллохтоны уже залегают на блоках континентальной коры и были прорваны породами карбонатит-сиенитового комплекса. Таким образом, сиенит-карбонатитовый магматизм в южной части Тагильского террейна связан, вероятно, с подъемом мантийного плюма.

В пределах Восточно-Уральской мегазоны широко распространены дунит-гарцбургитовые, верлит-клинопироксенит-габбровые и габбро-долеритовые комплексы (первомайский, пышминский, новоберезовский, асбестовский, белоярский, каргапольский и др.), входящие в состав сложно построенных аллохтонных структур. Строение разрезов и геохимические особенности названных комплексов указывают на принадлежность их к офиолитовой ассоциации [9]. Нами исследованы ультрамафиты и габбро наиболее крупного офиолитового массива Восточно-Уральской мегазоны – Алапаевского. Дунит-гарцбургитовый комплекс данного массива вмещает рудопроявления и мелкие месторождения хромитов. Из хромитов Курмановского месторождения геологом Центральной ГПП ОАО УГЭС Н.Г. Тухбатовой (которой авторы искренне признательны) были выделены цирконы. Из проанализированных нами методом LA ICP-MS 10 цирконов, два зерна имеют возраст 1600–1700 млн лет, что, по нашему мнению, можно рассматривать как возраст пород рамы, три зерна характеризуются конкордатным возрастом 588 ± 16 млн лет, а остальные пять – также конкордатным возрастом $428,5 \pm 8,5$ млн лет. Последняя датировка, отвечающая раннему силуру, соответствует возрасту первых фаз рефтинского габбро-диорит-плагиигранитового комплекса [2], интрузии которого широко распространены в районе Алапаевского массива. В раннем силуре в данном районе также проявился риолит-базальтовый и базальт-андезит-дацитовый островодужный вулканизм (белоярская и межевская толщи), и, следовательно, цирконы последней генерации могли кристаллизоваться в связи с гидротермально-метасоматическими процессами в раннепалеозойской островодужной вулканоплутонической системе. Цифра 588 ± 16 млн лет (СКВО = 0,108) хорошо сопоставляется с данными Г.Н. Савельевой с соавторами [7] о возрасте цирконов из хромитов Войкаро-Сыньинского массива ($585,3 \pm 6$ млн лет). Для получения дополнительной информации, нами выполнено Sm-Nd изохронное датирование габбро из северной части Алапаевского массива по фракциям амфибола, плагноклаза и породе в

целом. Полученная Sm-Nd эрохрона 579 ± 42 млн лет (СКВО = 2,7) находится в хорошем соответствии (в пределах точности анализа) с датировкой по цирконам из хромитов.

Таким образом, полученные нами новые данные о возрасте офиолитовых серий Среднего Урала свидетельствуют о неопротерозойском возрасте по крайней мере двух из них – устейско-серовской и асбестовской. Мы не исключаем возможности присутствия на Среднем Урале и раннепалеозойских офиолитов, но для их идентификации нужны дополнительные исследования. В любом случае, неопротерозойские офиолиты в раннем палеозое входили в состав фундамента островодужной системы и аллохтонов на блоках континентальной коры. Приведенные материалы находятся в соответствии с представлениями о существовании структур с океанической корой вдоль всей «протоуральской» окраины Восточно-Европейского палеоконтинента в позднем рифее (?) и раннем венде [6, 8, 10 и др.].

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке программы ОНЗ РАН № 10.

Литература

1. Корреляция магматических комплексов Среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 75 с.
2. Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Возраст, морфология, геохимические особенности цирконов из базитов Урала (офиолиты и Платиноносный пояс) и ассоциированных с ними кислых пород // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004. С. 211–216.
3. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
4. Недосекова И.Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Новые данные по карбонатитам ильмено-вишневогорского комплекса: петрохимия, источники вещества, вопросы генезиса // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 128–136.
5. Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
6. Пучков В.Н. Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 309–342.
7. Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.В., Бережная Н.Г. Возраст циркона из хромитов реститовых комплексов офиолитов как отражение магматических событий в верхней мантии // Докл. АН. 2006. Т. 411, № 3. С. 384–389.
8. Самыгин С.Г., Руженцев В.С. Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // Докл. АН. 2003. Т. 392, № 2. С. 226–229.
9. Смирнов В.Н. Офиолиты восточной зоны Среднего Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 164–167.

10. Хаин Е.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. U-Pb возраст офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Докл. АН. 2008. Т. 419, № 4. С. 524–529.

Г.А. Петров^{1,2}, И.А. Свяжина¹, А.В. Рыбалка³

Особенности формирования позднепалеозойского орогена на Среднем Урале

Роль сдвиговых и надвиговых деформаций в формировании позднепалеозойского Уральского орогена широко обсуждалась в геологической литературе. Большинство исследователей пришли к выводу о проявлении их в процессах косо ориентированной субдукции и последующей также косо коллизии, сформировавших структурный план Уральского подвижного пояса [2, 4 и др.]. В данной работе излагаются новые данные, позволяющие уточнить и дополнить эти представления.

Крайней западной складчато-надвиговой структурой Уральского орогенного пояса является Западно-Уральская зона складчатости (ЗУЗС), сложенная вендскими, девонскими, каменноугольными и раннепермскими карбонатными и терригенными осадками и представленная сложными построенными складчатыми структурами, сопряженными с серией сдвиго-взбросов. По данным сейсморазведки МОВ по Михайловскому, Нижнесергинскому, Шалинскому, Серебрянка-Берёзовскому профилям, ЗУЗС представляет собой аллохтонную покровно-складчатую область с общей мощностью шарьяжных пластин до 5 км. Последовательность деформационных структур, реставрированная нами в обнажениях слоистых девонских и раннекаменноугольных известняков в районе пос. Кын, выглядит следующим образом:

- первый этап – субгоризонтальные шарьяжи с волнистым залеганием сместителей;
- второй этап – складчатость, сопряженная с левыми сдвиго-взбросами, имеющими восточное падение;
- третий этап – крутопадающие и субвертикальные левые сдвиги.

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

² ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция» (УГСЭ), Екатеринбург, Россия

³ ОАО «Баженовская геофизическая экспедиция» (БГЭ), Заречный, Свердловская обл., Россия

Присутствуют также крутопадающие на запад сбросы, возможно связанные с эпохой коллапса позднепалеозойского Уральского орогена.

В деформационных структурах сместителей системы Главного Уральского разлома (ГУР), изучавшейся в обнажениях в районе дер. Кедровка и ж.д.ст. Чекмень фиксируются два этапа деформаций. Структуры первого этапа наблюдались в зоне Тылайско-Промысловского сдвига-надвига и, в виде реликтовых структур, – в зоне Западно-Чекменского сдвига-сброса. Первый этап представлен асимметричной складчатостью с восточным падением осевых поверхностей и сопряженными с ней левыми сдвиго-взбросами (сдвиго-надвигами), имеющими на поверхности восточное падение под углами около 50° . Второй этап – формирование мощных зон левых сдвиго-сбросов, также имеющих восточное, но более крутое падение сместителей под углами $70\text{--}80^\circ$. Зона смятия Главного Уральского разлома отчетливо выражена на сейсмопрофиле системой отражательных площадок, погружающихся на восток под Тагильский мегаблок под углами $45\text{--}60^\circ$. Эти площадки прослежены в пределах всей зоны до глубины 8–10 км и узкой полосой вдоль Тылайско-Промысловского надвига до глубины около 30 км. Наличие взбросо-надвиговой компоненты движений подтверждается результатами бурения в зоне Тылайско-Промысловского разлома и западновергентной асимметрией дислокационных структур.

Серовско-Маукская система разломов, отделяющая Тагильскую островодужную мегазону от гетерогенной Восточно-Уральской, так же, как и система Главного Уральского разлома, является полихронной и включает разрывные нарушения различной кинематики и возраста. Исследование зоны Емехского разлома (западной ветви Серовско-Маукской системы), выполненное нами в обнажениях по р. Тура ниже пос. Корелово, показало, что данный разлом представлен зоной зеленосланцевых бластомилонитов мощностью до 1 км. В обнажениях по р. Тура наблюдаются чередующиеся мелкозернистые актинолит-эпидот-альбит-хлоритовые, актинолит-кварцевые, альбит-кварцевые бластомилонитовые сланцы, образованные по амфиболитам и плагиогранитам (азимут падения сланцеватости $275\text{--}285^\circ$, угол $55\text{--}70^\circ$; азимут погружения линейности по амфиболу $210\text{--}220^\circ$, угол $40\text{--}55^\circ$). Морфология микроскладок и мелких будин свидетельствует о формировании зеленосланцевых бластомилонитов в условиях левосдвигово-сбросовой кинематики. На широкое развитие левых сдвигов в пределах Восточно-Уральской мегазоны ранее указывали многие исследователи [2–4]. Нами также была зафиксирована левосдвиговая компонента в системах надвигов и взбросов Западно-Медведевского, Адуйского и других крупных разломов.

Изучение глубинного строения Среднего Урала [5] показало, что главная поверхность сместителей пакетов пластин Западно-Уральской зоны складчатости проходит по кровле кристаллического фундамента (5–8 км) и только на расстоянии 20–25 км к западу от ГУР разрывные нарушения пронизывают всю кору (до 35–40 км). При этом фронт деформаций (передовые надвиги) расположен в 70–80 км от ГУР. Эти особенности свидетельствуют, на наш взгляд, об «умеренном» участии поперечного сжатия в формировании деформационных структур Среднего Урала. Относительно небольшую амплитуду перемещения шарьяжных покровов на западном склоне Среднего Урала (порядка 30 км) приводят и А.Е. Живкович, П.А. Чехович [1] на основании изучения аллохтонных структур Уфимского амфитеатра.

На значительность левосдвиговых смещений в ходе формирования Уральского орогена и его коллапса указывают и палеомагнитные данные. Так, изучение палеоширот формирования каменноугольных осадочных пород Предуральского прогиба и Восточно-Уральских структур выявило их значительное несоответствие. Каменноугольные осадки Предуральского прогиба изучались в четырех разрезах, расположенных на широтах 55–57°. Их палеошироты составили: для разрезов Ункурда (С₂) – 12,6±5,9 с.ш., Уфимка (С₂) – 18,7±3,6 с.ш., Шокурово (С₂) – 7,1±6,3 с.ш., Ямная (С₃) – 14,2±3,3 с.ш. Располагающиеся на тех же широтах толщи Восточно-Уральской мегазоны формировались в более низких, приэкваториальных палеоширотах: разрезы Глядены (С₁) – 3,9±6,2 с.ш., Жуково (С₁) – 2,2±6,9 с.ш., Багаряк (С₁) – 0,4±4,6 с.ш., Чайкино (С₂) – 4,0±4,0 с.ш. Близкие палеошироты формирования демонстрируют и разрезы нижнекаменноугольных толщ Зауральской мегазоны на Южном Урале: разрезы Придорожный (С₂) – 1,0±2,3 с.ш., Маслоковцы (С₂, серые песчаники) – 0,4±1,4 с.ш. Таким образом, различие палеоширот формирования каменноугольных разрезов Предуральского прогиба и структур Восточного Урала достаточно отчетливое и составляет порядка 10 градусов (приблизительно 1000 км). Величина послеканменноугольных левосдвиговых перемещений в структуре Уральского орогена при этом должна составить не менее 1000–1500 км, поскольку орогенный пояс был ориентирован не строго меридионально [6].

Выводы. 1. Изучение морфологии складок, последовательности и кинематики разрывных нарушений на границе крупных структур позднепалеозойского Уральского орогена – собственно орогенического пояса и передового прогиба, показало наложение левых сдвигов и сдвигов-взбросов на более ранние субгоризонтальные шарьяжи. Конечно, нельзя исключить возможность формирования наблюдавшихся нами сдвиговых деформаций после позднепалеозойской Уральской коллизии в мезозой-

ское и кайнозойское время, но этот вопрос требует дополнительного изучения.

2. Левосдвиговая составляющая постоянно присутствует в кинематике как ранних взбросо-надвиговых, так и поздних сбросовых дизъюнктивных структур в зоне Главного Уральского разлома и крупных разломных зон Восточного Урала. Широко развиты также левые сдвиги с незначительным присутствием взбросовой или сбросовой компоненты.

3. Особенности строения позднепалеозойского Уральского орогена, фиксируемые в глубинном строении земной коры Среднего Урала – относительно небольшая удаленность фронта деформаций от главного структурного шва (70–80 км), небольшие размеры области значительной тектонической переработки коры Восточно-Европейского кратона вблизи зоны Главного Уральского разлома (20–25 км) – хорошо объясняются именно преобладанием сдвиговой составляющей в перемещении блоков Уральского орогена. Часть левых сдвигов могла сформироваться при «проскальзывании» блоков вдоль северо-западной границы клиновидного Уфимского выступа при реализации поперечных сжимающих усилий.

4. Палеомагнитные данные указывают на существование значительных различий палеоширот формирования каменноугольных осадков окраины Восточно-Европейского кратона (Предуральского прогиба) и Восточно-Уральских террейнов: сдвиговое «проскальзывание» Восточно-Уральских структур относительно палеоконтинента в позднем палеозое – раннем мезозое составляло не менее 1000–1500 км. Это событие, по всей вероятности, началось на рубеже среднего и позднего карбона и связано со значительным смещением Уральских структур на север и их разноамплитудным вращением по часовой стрелке [7].

Литература

1. Живкович А.Е., Чехович П.А. Палеозойские формации и тектоника Уфимского амфитеатра. М.: Наука, 1985. 184 с.
2. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
3. Плюснин К.П. Структурно-тектонические особенности развития Уральской эвгеосинклинали // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы (сборник научных трудов). М.: МИНГЕО РСФСР, 1988. С. 34-47.
4. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
5. Рыбалка А.В., Каиубина Т.В., Петров Г.А., Каиубин С.Н. Среднеуральский трансект: новые данные по глубинному строению Урала // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. С. 186-191. (Материалы Междунар. науч.-практич. семинара, Роснедра, ВСЕГЕИ).

3. Связина И.А., Иванов К.С., Пучков В.Н., Петров Г.А. Палеомагнитные реконструкции Урала для раннего и позднего палеозоя // Рифты в литосфере: эволюция, тектоника, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 72-73.

4. Связина И.А., Петров Г.А., Слободчиков Е.А. Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны // Литосфера. 2008. №4. С. 22-34.

**О.В. Петров¹, Ю.Г. Леонов², А.Ф. Морозов³, А.А. Лайба⁴,
С.П. Шокальский¹, Е.А. Гусев⁵, М.И. Розинов¹,
С.А. Сергеев¹, Н.Н. Соболев¹, Т.Н. Корень¹,
С.Г. Сколотнев², В.А. Дымов⁴**

Первая находка архейских гранитов на дне Северного Ледовитого океана

В необычно теплое полярное лето 2007 г. в ходе морского научно-исследовательского рейса НЭС «Академик Федоров», выполнявшегося по программе 3-го МПП «Арктика-2007», объединенная группа геологов ВНИИОкеангеология и ПМГРЭ осуществила 2 августа в точке Северного полюса подъем донных осадков на станции АФ-0701 – 89°59'10,9" с.ш., 32°19'13,8" в.д. В поднятых илах наряду с дресвой и гравием песчаников, алевролитов и жильного кварца было обнаружено 5 небольших обломков гранитных пород архейско-палеопротерозойского возраста.

Морская ст. АФ-0701 расположена в северной части океанической котловины Амундсена у северо-западного подножия подводного хребта Ломоносова. Донные осадки были подняты с глубины 4170±5 м при помощи боксорера (коробчатого пробоотборника) объемом 50х50х50 см, сохраняющего в целостности первичное напластование пород.

По данным С.Г. Сколотнева и др. (в печати), осадки имеют однородный химический и минеральный состав. Они сложены (в %) кварцем –

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

³ Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), Москва, Россия

⁴ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

⁵ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

30, плагиоклазом – 10, слюдой – 25, каолинитом – 15, смектитом – 15 и хлоритом – 5. Микропалеонтологическим анализом установлен голоценовый и позднеплейстоценовый возраст поднятых осадков. По находкам известкового планктона были выделены возрастные уровни потепления – проникновения теплых атлантических вод в Арктический бассейн, соответствующие 1–2, 11,4 и 24–28 тыс. лет назад. Отмечается примесь углистых частиц, палеозойских и мезозойских палиноформ. Следует отметить, что по составу изученные осадки заметно отличаются от донных илов глубоководных котловин Арктического бассейна, для которого характерны (в %): иллит – около 55, хлорит – около 25, каолинит – около 15 и смектит – около 10 [3].

Вещественное отличие полюсных осадков от обычных донных илов может указывать на дополнительный источник сноса для последних – в частности, с близлежащего хребта Ломоносова. Известно, что среди пород, поднятых с этого хребта, обнаружены субконтинентальные углистые алевролиты [5], обладающие сходством с полюсными осадками по минеральному и химическому составу. Они содержат (в %): кварц – 36, полевой шпат – 8, слюду – 10, темноцветные минералы – 8, глинистые минералы – 10. Явное сходство составов, а также присутствие в полюсных илах ст. АФ-0701 углистых частиц и большого количества переотложенных палиноформ палеозойского и мезозойского возраста, сходных с таковыми из углистых алевролитов хребта Ломоносова, позволяют предположить, что в значительной мере они могли сформироваться в результате осаждения продуктов подводного размыва склонов этого хребта (Сколотнев и др., в печати).

Содержащиеся в описанных выше илах гранитные обломки были выделены в результате промывки секционных проб рыхлого материала. Оказалось, что обломки располагались на трех разных уровнях осадочного разреза. Два обломка гранитных пород (обр. 1 и 2) были сразу обнаружены в самом основании осадочного разреза; еще два – при промывке 20-килограммовой пробы осадков из нижней (25–50 см) части разреза (обр. 3 и 4); последний обломок гранита (обр. 5) был найден при промывке аналогичной пробы из верхней (0–25 см) части разреза.

Обр. 1 представляет собой угловатый обломок (7х9х12 мм) розовато-темно-серого, слабополосчатого мелкозернистого гранито-гнейса. Порода перекристаллизована. Обр. 2 – неокатанный обломок (20х10х7 мм) розовато-светло-серого среднезернистого и огнейсованного двуслюдяного гранита. Порода катаклазирована. Обр. 3 – угловатый обломок (4х6х5мм) розовато-серого среднезернистого и огнейсованного мусковит-биотитового плагиогранита (?). Порода катаклазирована, участками перекристаллизована. Обр. 4 – удлиненная галька (5х3х2 мм) розовато-

темно-серого мелкозернистого гранита. Порода сильно катаклазирована. В этом образце цирконов не обнаружено. Обр. 5 – изометричный неокатанный обломок (3x4x6 мм) розовато-серого слабо огнейсованного плагиогранита.

В 2009 г. во ВСЕГЕИ было проведено петрографическое и минералогическое изучение гранитных образцов, а также получены прецизионные U-Pb датировки локальным методом по цирконам (15 кристаллов) (SIMS SHRIMP II), выделенным из четырех образцов ст. AF-07-01. Самые молодые цирконы были обнаружены в обр. 2, их возраст: 2221±10, 2366±12, 2360±16 и 2492±16 млн лет. Цирконы в обр. 3 и 5, характеризующихся преобладанием кислого плагиоклаза, несмотря на различия в составе и структуре, имеют близкий возраст: 2651±21 и 2668±12, 2684±25 млн лет, соответственно. Максимальное количество кристаллов циркона (8 зерен) обнаружено в гранито-гнейсе обр. 1. Самые молодые цирконы в этой породе имеют возраст 2370±9 и 2454±17 млн лет, самые древние – 2954±8, 2976±10 и 2987±8 млн лет, а промежуточные значения возраста составляют: 2571±11, 2625±9, 2633±8, 2635±6, 2709±10, 2843±8, 2871±8, 2943±7 и 2950±9. Два зерна циркона из этого образца состоят из двух генераций, различающихся по возрасту на 200 млн лет.

На первый взгляд, появление пород континентального происхождения, таких, как граниты, на склоне глубоководной котловины Амундсена у подножия подводного хребта Ломоносова наиболее просто объясняется ледовым или айсберговым разносом. Схемы ледового разноса, составленные разными авторами, имеют много общего, различаясь лишь в деталях [1, 2] (рисунок). Древние граниты с архейско-палеопротерозойскими возрастами обнажаются в пределах Арктической суши по периферии Северного Ледовитого океана лишь на Канадском, Гренландском, Балтийском и Анабарском щитах. Раннедокембрийские породы Балтийского и Анабарского щитов не выходят непосредственно к морскому побережью и, кроме того, лежат далеко в стороне от известных трасс ледового разноса. На Таймыре, Северной Земле и Новосибирских островах, откуда начинается свое движение к полюсу и далее в Северную Атлантику вдоль подводного хребта Ломоносова устойчивое и широкое ледовое течение, нет гранитоидов и метаморфических пород архейского возраста. Круговой ледовый дрейф [5] в Амеразийском бассейне способен транспортировать в район Северного полюса обломочный материал с Земли Элсмистра, прилегающих островов Канадской Арктики, с Аляски, Чукотки или о-ва Врангеля (см. рис.), однако и там архейских пород, как известно, нет. Архейские породы Канадского и Гренландского докембрийских щитов отделены от побережья палеопротерозойско-палеозойским мобильным поясом Элсмир–Инглефилд, наиболее древние гранитоиды

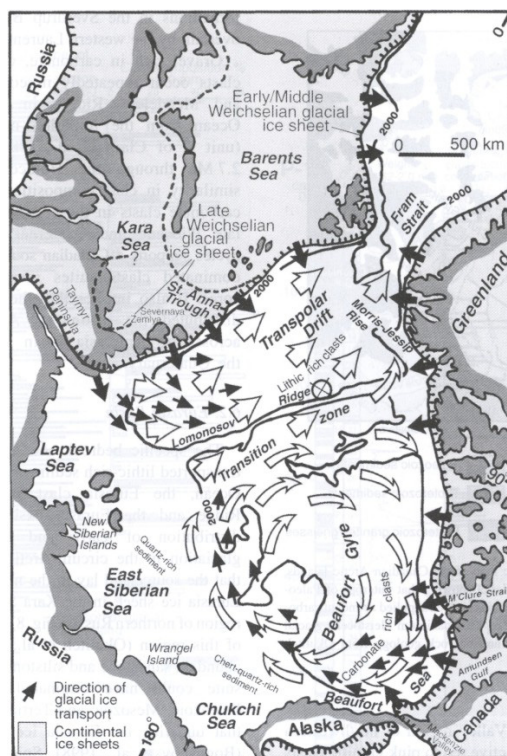


Рисунок. Течения и направления движения льдов в Северном Ледовитом океане в позднеплейстоценовые межледниковые периоды и границы материкового льда в максимум плейстоценового оледенения (А.Грантц, 2001 г.)

в котором датированы 1900–1960 млн лет [6]. Переработанные архейские гнейсы, интродуцированные метаморфизованными плутоническими породами, были установлены в Северо-Западной Гренландии лишь на единичных локальных участках (комплекс Этах в Нагсугтоквидском и Ринкском тектонических блоках), но и там они располагаются далеко от арктического побережья и не могут быть подвергнуты воздействию ледового разноса.

Исходя из вышеизложенного, можно выдвинуть вторую версию происхождения «полюсных гранитов», а именно: предположить снос обломков древних гранитоидных пород с близлежащего склона хребта Ломоносова. Континентальная природа этого подводного хребта у большинства арктических геологов уже не вызывает сомнений. При этом сам перенос на расстояние порядка 100 км, скорее всего, мог осуществляться мутьевыми турбидными потоками со склона хребта при от-

носителем высокого его стояния в период пониженного уровня океана, или же вследствие вертикальных неотектонических подвижек. В районе Северного полюса наблюдается сужение и резкое изменение простирания хребта Ломоносова, увеличение крутизны его склонов. По геоморфологическим и геофизическим данным, здесь предполагается разломно-блоковое строение поднятия. Кажется вполне вероятным, что на уступах хребта, обращенных к котловине Амундсена, мог оказаться приподнятый блок, сложенный породами архейско-палеопротерозойского кристаллического фундамента, который и послужил источником гранитного обломочного материала. Это тем более вероятно, что новейшими сейсмическими и магнитометрическими исследованиями датских и канадских геологов обнаружено высокое стояние фундамента Пригренландского сегмента хребта Ломоносова, прикрытого лишь маломощным осадочным чехлом [4].

В заключение можно отметить, что в пользу второй версии происхождения рассматриваемых гранитных обломков говорят следующие данные: 1) принципиальная возможность отнесения всех изученных гранитоидов (по их составу и возрасту) к единому архейскому домену, переработанному в палеопротерозое; 2) залегание гранитных обломков на нескольких уровнях в едином, ненарушенном разрезе поднятых донных осадков на протяжении не менее 28 тыс. лет, что говорит о повторяемости механизма транспортировки и захоронения обломков; 3) слабая окатанность обломков, косвенно свидетельствующая о коротком пути транспортировки; 4) присутствие гранитных обломков практически во всем интервале поднятого разреза осадков с возрастом до 28 тыс. лет, что говорит о некоем повторяющемся механизме сноса однотипных пород; 5) своеобразие состава полюсных донных осадков, вмещающих гранитные обломки, его отличие от среднего состава донных илов глубоководных котловин Арктического бассейна и, наоборот, связь с составом некоторых характерных пород (например, углистых алевролитов) хребта Ломоносова; 6) значительная мощность (27 км) и континентальный тип коры хребта Ломоносова, а также неглубокое залегание кристаллического фундамента хребта под утоненным осадочным чехлом.

Таким образом, нами высказано предположение, требующее дальнейших серьезных исследований, которые будут продолжены уже в самое ближайшее время.

Литература

1. Атлас Арктики. М.: Изд-во ГУГиК, 1985.
2. Атлас океанов: Северный Ледовитый океан. Изд-во ВМФ СССР, 1980.
3. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. // М: ГЕОС. 2007. 403 с.

4. *Dahl-Jensen Trine, Jackson H.R., Chian D., Shimeld J.W., Oakey G.* Строение коры от моря Линкольна до хребта Ломоносова, Северный Ледовитый океан // Abstracts on the 33^d IGC. Oslo, 2008.

5. *Grantz A., Pease V.L., Willard D.A., Phillips R.L., Clark D.L.* // GSA Bull. 2001. Vol. 113, N 10. P. 1272–1281.

6. *Henriksen N., Higgins A.K., Kalsbeek F., Pulvertaft T.C.R.* Greenland from Archaean to Quaternary. Descriptive text to the Geological map of Greenland, 1:2 500 000 // Geol. Greenland Surv. Bull. 2000. Vol. 185. 93 p. + map.

В.Б. Пийп¹, Н.Г. Заможная², А.К. Сулейманов²

Глубинное строение и тектоника Анадырского нефтегазоносного бассейна по сейсмическим данным

Сейсмические работы на северо-востоке страны в Анадырском бассейне выполнены «Спецгеофизикой» как часть крупного госбюджетного проекта (профили 2ДВ Магадан – Чукотское море). Глубинные исследования по методике ОГТ и КМПВ применены для исследования глубинных структур коры. Сейсмический профиль А4 длиной 100 км проходит вблизи берега Анадырского лимана. Субмеридиональный профиль А3 длиной 220 км отстоит от профиля А4 на 25–50 км западнее.

Годографы первых волн по данным ОГТ и МПВ на этих профилях обработаны и проинтерпретированы с использованием пакета программ Годограф (метод однородных функций [2]). Автоматически без использования каких-либо априорных сведений построены скоростные разрезы с границами раздела, разломами и с геологической интерпретацией до глубины 9 км. Для привязки границ на разрезах использованы две близлежащие к профилю А3 скважины Верхнетелекайская и Западно-Озерная [1].

Анадырский бассейн находится в тылу аккреционной призмы, он образовался в течение позднемаастрихского – раннепалеозойского времени. Выделяются два структурных комплекса: нижний орогенный, который включает меловые и палеогеновые отложения и верхний посторогенный, содержащий среднемиоценовые–плиоценовые осадки. Сейсмогеологический разрез по профилю А3 приведен на рисунке.

¹ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

² Филиал ГФУП «ВНИИГеофизика», «Спецгеофизика», пос. Поварово, Московская обл., Россия

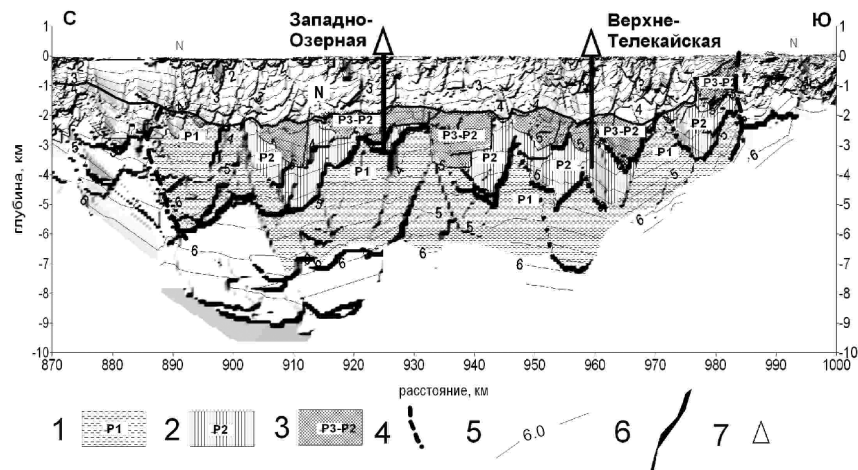


Рисунок. Сейсмогеологический разрез по профилю 2ДВ-3А.

1 – палеоценовые отложения; 2 – усть-чириная толща; 3 – майницкая толща;
 4 – границы прослеживания палеогеновых отложений; 5 – изолинии скорости (шаг
 изолиний – 0.5 км/с); 6 – разломы и границы раздела, полученные автоматически;
 7 – скважины

На разрезах выделены:

1. Предположительно кровля фундамента, глубина которого изменяется на профиле А3 от северного борта к центральной части бассейна от 5 до 9 км. Это криволинейная инверсионная граница, где скорость уменьшается при переходе границы сверху вниз от 6.8 до 6.6 км/с. На профиле А4, который расположен восточнее, кровля фундамента образует крупные складки на глубине до 4 км с периодом около 20 км и амплитудой до 1 км

2. Толща нижнепалеогеновых отложений развита в центральной части бассейна, (палеоцен обозначен на разрезах как P1). Его мощность достигает 3 км. Толща разбита крупными разломами на блоки. Амплитуда перемещений изменяется от 3 до 1 км, ширина блоков 5–20 км. Вид разреза свидетельствует о том, что это рифтовые структуры. Всего выделено пять рифтовых впадин различной глубины. Скорости в палеоценовом комплексе изменяются сверху вниз от 4 до 6 км/с, градиент скорости понижен. По направлению к шельфу Берингового моря (профиль А4) рифтовые структуры выклиниваются и разрез приобретает вид пологих согласных складок, осложненных на бортах синклиналей встречными надвигами. Это может свидетельствовать об обстановке сжатия. Мощность толщи палеоцена на профиле А4 сокращается до 1 км.

3. Предположительно усть-чирынайская свита (возраст эоценовый [1], скорость 3.5–5.5 км/с) четко выделяется в разрезе. На профиле А3 отложения свиты заполняют рифтогенные грабены и по характеру залегания являются синрифтовыми отложениями. Строение свиты в различных грабенах выдержано по горизонтали, судя по скоростному полю. На профиле А4 границы этой толщи четко не выделены.

4. Внутри рифтовых впадин эоценового возраста на профиле А3 вложены впадины следующего по времени рифтогенного процесса (второй этап?), заполненные предположительно отложениями майницкой свиты (возраст средне-позднеэоценовый–олигоценый [1], скорость сверху вниз 4–5.5 км/с). Максимальная мощность достигает 2 км. Это нефтеносные отложения. Скоростной разрез свидетельствует о том, что строение свиты выдержано по горизонтали: ее скоростной состав сохраняется во всех грабенах и, по-видимому, мало отличается от состава усть-чирынайской свиты. На разрезе А4 границы этой свиты четко не проявились в скоростном поле. Строение разреза указывает на то, что рифтогенный процесс в палеогеновое время, видимо, был циклическим: прослежено 2 цикла.

5. Вышележащие осадки неогенового возраста являются по характеру залегания пострифтовыми отложениями, имеют пологую подошву, перекрывающую сложностроенные отложения палеогена. Максимальная мощность неогена в центральной части бассейна около 2 км, градиент скорости повышен, скорость изменяется от поверхности до подошвы от 2 до 4 км/с. На профиле А4 мощность неогеновых отложений возрастает до 3 км.

Полученные по данным преломленных волн разрезы не противоречат разрезам ОГТ на этих профилях и позволяют уточнить прослеживание границ раздела и значения скоростей. Возраст толщ указан условно.

Литература

1 Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е., Свистунов Е.П., Донцов В.В. Состав и условия образования нефтеносных осадков в Анадырском бассейне // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2008. № 1. С. 50-58.

2 Пийп В.Б. Локальная реконструкция сейсмического разреза по данным преломленных волн на основе однородных функций // Физика Земли. 1991. № 10. С. 24-32.

Оценка гравитационных напряжений в земной коре Антарктиды

Ряд исследователей отмечали, что гравитационные напряжения вносят наибольший вклад в девиаторную составляющую напряженного состояния коры и литосферы. Кроме этого, неоднородности силы тяжести в верхних слоях Земли могут рассматриваться в качестве движущей силы, определяющей тектонические движения наравне с конвекцией в мантии и другими механизмами, с помощью которых объясняют горизонтальные движения плит и плитовые взаимодействия, такие как, например, коллизия и субдукция.

Задачей нашего исследования являлось изучение вклада плотностных неоднородностей в общее напряженное состояние региона.

Исходные данные. На основе новой трехслойной модели коры AntCrust-08 с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$, полученной по сейсмическим данным [2], были построены плотностные профили. Выбранные профили секут основные геологические структуры Антарктиды.

На рисунке показана новая карта глубины до Мохо.

Плотностная модель. При создании профилей использована трехслойная модель коры AntCrust-09, в которой плотности для структурных областей определялись по скоростям поперечных и продольных отраженных сейсмических волн. Ввиду того, что при построении разрезов использовались только данные этой цифровой модели, считалось, что в пределах разрешения модели удельный вес возможно заменить средним по структурной области. Несмотря на то, что данное допущение приводит к скачкообразному и, возможно, довольно резкому изменению удельного веса на границах областей, для построения модели глобального масштаба это представляется допустимым.

Плотности ρ для коровых блоков определялись в соответствии со скоростями по формуле [3]:

$$\rho = 0,0094 \cdot V_p^3 - 0,1372 \cdot V_p^2 + 0,8182 \cdot V_p + 0,7548 \quad (1)$$

Для расчетов напряжений разрезы коры были дополнены двумя слоями «верхняя мантия» и «астеносфера» Указанные слои носят лишь конструктивный смысл и необходимы для отсутствия значительных

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия, vrogorelov@list.ru, baranov@ifz.ru

искажений в распределении интересующих нас коровых напряжений. Внутри каждого слоя плотность считалась постоянной.

Плотности для подкоровой литосферы и структурного слоя с приписанными свойствами астеносферы выбирались как характерные для мантии на таких глубинах. Было предположено, что верхний мантийный слой имеет плотность порядка 3300 кг/м^3 , а «астеносфера» на глубинах от 100 до 150 км, 3410 кг/м^3 .

Реология. В рамках линейной теории упругости поведение литосферы представляется возможным качественно описать следующим образом:

- верхняя и средняя кора обладают сжимаемостью, их поведение определяется хрупкими свойствами и при характерных нагрузках перехода в истинное пластическое состояние не происходит, на мегаскопическом уровне наблюдается катакластическое (трещинное) течение;

- в нижней коре происходит частичное плавление коровых пород, вследствие влияния температуры, давления, химических переходов и флюидизации ее поведение можно охарактеризовать как «псевдопластическое» – катакластическое течение на субмегаскопическом и мегаскопическом уровнях;

- верхняя мантия (ниже границы Мохо) состоит из более жесткого вещества по сравнению с корой, но имеет более низкий предел текучести, что предопределяет ее пластическое поведение даже под действием только гравитационной нагрузки;

- область верхней мантии, для которой температура условно принимается больше $\frac{1}{2}$ от температуры плавления мантийного вещества, способна к более интенсивной релаксации напряжений, что учтено заниженными значениями упругих модулей.

Таким образом, при построении реологической модели рассматриваемой среды целесообразно применить следующую схему строения: упругая кора – упруго-катакластическая кора – упругопластичная верхняя мантия – пластичная и более податливая астеносфера.

Моделирование. Для расчета напряжений, вызванных плотностными неоднородностями в соответствии с AntCrust-09, использовался конечно-элементный комплекс UWay (разработка ИГЭ РАН).

В качестве основных характеристик напряженного состояния были рассмотрены распределения всестороннего давления p (среднее напряжение с обратным знаком), распределение величин максимальных касательных напряжений τ и критерий перехода в область пластических деформаций.

Выполненные расчеты показали, что изотропное давление в коровой части модели близко к 0.6–0.8 от литостатических значений. Это говорит о том, что большая часть энергии упругих деформаций существует в

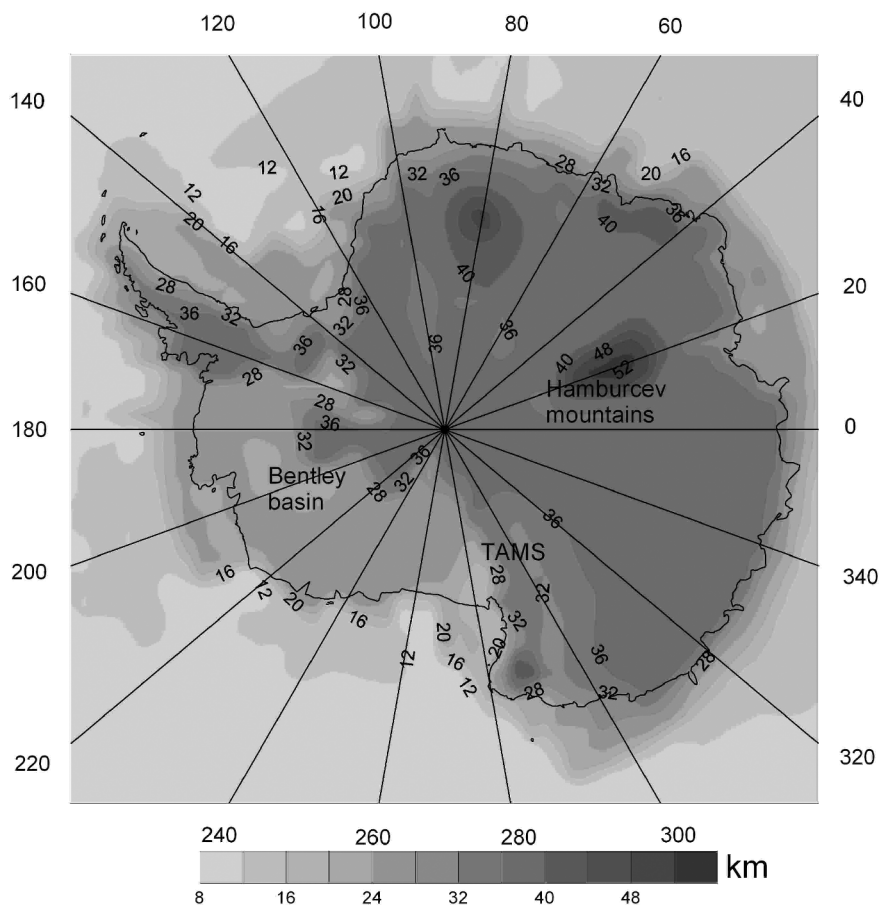


Рисунок. Карта границы Мохо по модели AntCrust-09 для Антарктиды

энергии формоизменения. В мантии изотропное давление практически равно литостатике, что определяется выбранным нами значением коэффициента Пуассона 0.49. Распределение давления в коре по латерали не сильно зависит от глубины и не превышает 10–12%. Максимальные касательные напряжения в рамках упругой модели также достаточно сильно связаны с литостатическими напряжениями. Если бы имело место полное боковое стеснение (невозможность латерального деформирования), то уровень этих напряжений составил бы 1/3 от литостатики (для коэффициента Пуассона 0.25). В нашем случае некоторая степень боковой свободы имеет место, что определило значительное уменьше-

ние значений максимальных касательных напряжений относительно сделанной выше оценки. Для глубины 25 км уровень максимальных касательных напряжений изменяется от 250 до 350 МПа. Сравнение результатов при небольшой вариации реологических параметров показало, что разница в значениях девиаторных напряжений составляет 5–7 %, что свидетельствует об определяющем влиянии массовых сил на общее напряженное состояние коры и подтверждает применимость модели плоской деформации.

Представленные результаты являются предварительными для построения поля напряжений коры Антарктиды с упруго-пластическим поведением геосреды.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008. № 11. С. 66-73.
2. Baranov A.A. AntarcticCRUST-08: New crustal model of Antarctica region based on seismic data – next step for building global crustal model with resolution of 1 x 1 degree // Geophys. Res. Abstr. 2009. Vol. 11. EGU2009-1792-2, EGU General Assembly 2009.
3. Barton P.J. The relationship between seismic velocity and density in the continental crust—a useful constrain // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1986. Vol. 87. P. 195–208.
4. Mercier J.-C. Magnitude of the Continental Lithosphere Stresses Inferred from Rheomorphic Petrology // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, N B11. P. 6293-6303.

В.Ф. Подурушин¹

О некоторых свойствах тектонических волн верхней части осадочного чехла

Физика определяет волны как возмущения среды, распространяющиеся в пространстве с конечной скоростью [3]. Движение волн происходит по единым законам и характеризуется общими параметрами – длиной, периодом, амплитудой и т.д. Одним из свойств волн является их способность отражаться от поверхности препятствий под углом, равным углу падения.

Наиболее длиннопериодную часть земного спектра образуют тектонические волны, составляющие совместно с более высокочастотными сейс-

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», пос. Развилка, Московская обл., Россия

мическими импульсами класс геодинамических волн. Отличительными особенностями тектонических волн являются: 1) продолжительность их периодов, измеряемая историческим и геологическим временем ($n \times 10^1 - n \times 10^8$ лет); 2) значительные объемы возмущенного пространства; 3) сложность строения среды распространения – земных недр. Эти особенности исключают возможность регистрации тектонических волн с помощью аппаратуры и требуют применения геологических исследований.

В зависимости от способности среды восстанавливать первоначальную форму и объем после снятия деформирующих нагрузок волны делятся на упругие, упругопластические и пластические. Земная кора континентального типа включает ряд мегаслоев, значительно различающихся реологической реакцией на действие геологических сил [2]. В верхней части докайнозойских осадочных чехлов до глубины около 4–4.5 км залегают слабо литифицированные породы. Относительно низкие давления и температуры способствуют сохранению в данном интервале высокой эффективной пористости и трещиноватости, флюидонасыщенности, наличию толщ глинистых и соленосных отложений, способных к пластическому течению. В глубокопогруженных частях палеозойских и мезозойских осадочных бассейнов более жесткие термодинамические условия приводят к резкому снижению эффективной пористости, метаморфическому превращению глин в хрупкие аргиллиты, отжатию флюидов и солей в вышележащие толщи [4].

В результате разрез осадочного чехла в первом приближении разделяется на упругопластичную верхнюю и пластично-упругую нижнюю части. Породы верхней части характеризуются низкими пределами упругости и текучести. Продольные нагрузки, превосходящие первый из указанных пределов, формируют в них складчатые деформации; при превышении второго предела образуются разрывные нарушения, в первую очередь, надвиги.

Формирование дислокаций вследствие распространения тектонических волн подтверждается фактическими данными. Например, на севере Урала и Предуралья процесс складко- и надвигообразования не охватывал одновременно всю площадь современного горного сооружения и краевого прогиба, а в виде полосы продвигался от коллизионного шва в глубь платформы [5]. Такая морфология и динамика деформаций соответствуют определению волны.

Волновой механизм делает энергетически возможным распространение надвигообразования на большие площади, в отличие от одновременного сдвигания всего аллохтона, для которого требуются нереально большие силы. Этот механизм непротиворечиво объясняет переход полойных срывов на более высокие гипсометрические уровни, вплоть до

земной поверхности, который отмечается над выступами подстилающего ложа [1]. В данном случае имеет место отражение упругопластической тектонической волны от препятствия.

Литература

1. Бочкарев В.А., Рапопорт Б.И., Иванова А.С. Модель геологического строения вала Сорокина // Тез. докл. VII междунар. науч.-практич. конф. «Геомодель-2005», г. Геленджик, 11-17 сентября 2005 г. Геленджик: ЕАГЕ Геомодель, 2005. С. 56.
2. Подурушин В.Ф. Волновой механизм формирования краевых прогибов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: К 40-летию создания М.В. Гзовским Лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: В 2 т. М.: ИФЗ, 2008. С. 86-88. (Тез. докл. Всерос. конф.; Т. 1).
3. Политехнический словарь / Гл. ред. И.И. Артоболевский. М.: Сов. энциклопедия, 1977. 608 с.
4. Ханин А.А. Петрофизика нефтяных и газовых пластов. М.: Недра, 1976. 205 с.
5. Юдин В.В. Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 1987. 173 с.

Л.И. Полуфунтикова¹, В.Ю. Фридовский¹

Стрейн-анализ при оценке деформаций кливажированных пород

Стрейн-анализ – это оценка однородной деформации, включающая в себя определение величины деформации, изучение структурно-текстурных характеристик и механизмов процесса преобразования породы. Общая величина деформации является суммарной от каждого структурного уровня. Деформация на межзерновом уровне, несмотря на малую единичную величину, оказывает значительное влияние на изменение строения породы и в итоге, при анализе макроструктур, достигает значительной величины. Для стрейн-анализа кливажированных пород в работе был использован метод Фрая, который основан на закономерном уменьшении расстояния между центрами зерен вдоль оси укорочения и увеличении – вдоль оси удлинения [1]. Для оценки трехмерной деформации по типу эллипсоида применялась диаграмма Флинна [3].

В результате длительного преобразования, начиная от начального катагенеза и заканчивая метаморфизмом, порода претерпевает деформации, сопровождающиеся коррозией на границах зерен, межзерновым

¹ Якутский государственный университет им. М.К. Аммосова (ЯГУ), Якутск, Россия

скольжением и ротацией, грануляцией и рекристаллизацией. Полимиктовые обломочные породы, состоящие из двух компонентов: обломочной составляющей и цемента, по-разному реагируют на деформацию, что приводит к образованию характерных структурно-текстурных систем (маркеров), по которым возможно определить не только тип, но и величину деформации. Одним из главных маркеров деформации является кливаж обломочных пород, который характеризует как морфологическое изменение различных компонентов породы, так и величину деформации. Особенности строения кливажа связаны с резкой неоднородностью строения некоторых типов пород на зерновом уровне, что вызывает неоднородность распределения напряжений: появление перегруженных и недогруженных участков пород – зон компрессии и декомпрессии.

В результате выноса растворимых компонентов пород, зоны компрессии обогащаются нерастворимыми компонентами, образуя плоскостные кливажные зоны, толщина которых соизмерима с размерами зерен или обломков пород. Образование кливажа ортогонально оси сжатия, что определяет возможность использования этой плоскостной текстуры в качестве динамического индикатора. Ориентировка оси укорочения эллипсоида конечных деформаций в общем случае также ориентирована ортогонально кливажным зонам. В зависимости от степени развития микротекстуры различают кливаж агрегатного типа, межзерновой кливаж и как наложенная микротекстура – кливаж плейчатости. Формирование кливажа агрегатного типа может быть обусловлено ранними трещинными (хрупкими) деформациями, когда на макроуровне в породе развит кливаж разлома. Межзерновой кливаж и кливаж плейчатости развиваются в зоне преимущественно пластических деформаций, проявляясь на макроуровне в виде сланцевого кливажа.

Исследования были проведены в Аллах-Юньской тектонической зоне на участках кульминации структур, где на поверхности обнажаются разные стратиграфические уровни верхнекаменноугольных пород, близкие к границе терригенного и подстилающего его карбонатного комплексов (рисунок). Стрейн-анализ микроструктур был проведен на опорных разрезах в бассейне р. Ыныкчан (левый приток р. Аллах-Юнь): участки Град, Том и Мар.

Участок Град сложен слоистыми алевролитами и песчаниками суркеченской свиты, степень преобразования которых достигла стадии метагенеза. В интервале, ограниченном Татским и Бикским разломами, отмечается изменение углов (30–80°) и направлений падения сланцевого кливажа от западного до северо-западного, что связывается с наложением на ранние складки F1 левосдвиговых деформаций и складок F2. В центральной части разреза, заключенной между Татским и Минорским

разломами, сланцевый кливаж закономерно выволаживается вниз по течению руч. Град с $80-85^\circ$ до $35-45^\circ$, залегание слоистости изменяется от крутопадающего к западу до вертикального. Стрейн-анализ показал, что коэффициент деформированности в пределах распространения пород суркеченской свиты не превышает $K_d = 2.0$. В породе, на микроуровне, развиты межзерновой кливаж и кливаж агрегатного типа. Текстура формируется как с переотложением вещества в тыловых частях микролитонов ($D > 30\%$), так и с перераспределением растворенного вещества обломочного компонента в кливажные зоны ($D < 30\%$). Вблизи от Минорского разлома в породах экачанской свиты, коэффициент деформированности возрастает до $2.36-2.56$ (рис.). Трехосная деформация, выраженная коэффициентом Флинна ($K = (X/Y-1)/(Y/Z-1)$), не превышает 0.5 , что свидетельствует о значительных деформациях по оси Z и близких деформациях по осям X и Y . Такое соотношение осей соответствует эллипсоиду деформации типа трехосного сплющивания (см. рисунок, врезку) и свидетельствует об участии ротационных процессов.

Участок Том сложен переслаиванием алевролитов и песчаников экачанской свиты среднего карбона. Характерна пологая ($10-20^\circ$) слоистость запад-юго-западного падения, осложненная опрокинутыми складками восточной вергентности. Породы кливажированы, на микроуровне повсеместно развит межзерновой кливаж, сформированный по механизму «удлинения-укорочения». Нитевидные кливажные зоны ограничивают микролитоны, которые представляют собой обломочные зерна с регенерационными «бородами нарастания» в тыловых частях ($D > 50\%$). Коэффициент деформированности изменяется в пределах от 2.0 до 3.5 . Его значения максимальны в зоне Маринского разлома (рис.).

Участок Мар сложен аргиллитами, алевролитами с пластами известковистых песчаников и алевропесчаников, с рассеянной вкрапленной минерализацией пирита (до $1-3\%$) наталинской свиты верхнего карбона. Преобладает западное пологое ($20-25^\circ$) падение пород, осложненное в надвиговых зонах крутым (до 75°) падением слоистости, что связывается с развитием взбросо-складок. В шлифах отмечается бластез обломочных зерен кварца с удлинением их по сланцеватости с образованием «бород» регенерированного кварца, а также процессы хлоритизации и серицитизации. Характерна директивная ориентировка минеральных зерен со структурами обтекания и широким развитием зерен породообразующих минералов линзовидно-эллиптической формы. Коэффициент деформированности K_d от 2.75 до 3.44 (рис.), трехосная деформация, выраженная коэффициентом Флинна, не превышает 0.5 , а при максимальных деформациях $K = 0.09-0.03$, что свидетельствует о преобладающих сжимающих напряжениях по оси Z и смене типа эллип-

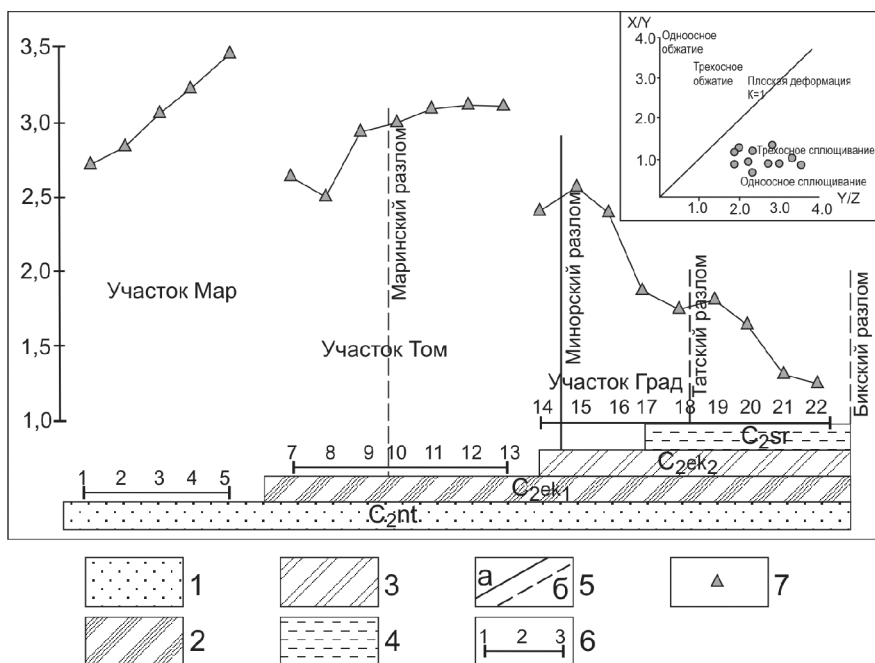


Рисунок. Результаты стрейн-анализа кливажированных пород Аллах-Юньской тектонической зоны.

1–4 – верхнекаменноугольные отложения: 1 – натальинская свита (C_{2nt}), 2, 3 – экачанская свита (2 – нижняя подсвита – C_{2ek1} , 3 – верхняя подсвита – C_{2ek2}), 4 – суркеченская свита (C_{2sg}); 5 – разрывные структуры: а – главные, б – второстепенные; 6 – точки наблюдения на опорных участках; 7 – значения коэффициента деформированности K_d .

На врезке – диаграмма Флинна и типы эллипсоидов деформации в кливажированных породах Аллах-Юньской тектонической зоны

соида деформации с трехосного сплющивания на одноосное сплющивание (рис., врезка). В зоне наиболее интенсивных деформаций в породах наблюдаются линзовидные сегрегации кварца и полевого шпата в интенсивно линейаризованной милонитовой основной ткани. Заметно появление магистральных зон и выравнивание поверхностей сланцеватости (сегрегационно-струйчатый морфологический тип структур течения) [2], наблюдается кливаж плойчатости.

Количественный анализ оценки величины микродеформаций кливажированных пород Аллах-Юньской тектонической зоны показал, что значения коэффициента деформированности (K_d) возрастают от верхних к нижним стратиграфическим горизонтам и связываются с наличием

подошвенного надвига в основании среднекаменноугольных отложений верхоянского терригенного комплекса. Локальные изменения Кд отмечаются также вблизи крупных разрывных структур.

Проведенные исследования показали, что применение стрейн-анализа при изучении кливажированных пород является эффективным методом, позволяющим оценить величину и механизм деформационных процессов.

Работа выполнена при поддержке АВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 годы)» (проекты №№ 2.1.1/558 и 2.2.1.1/2568).

Литература

1. *Кирмасов А.Б.* Стрейн-анализ кливажированных обломочных пород: механизмы и количественная оценка деформации // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2002. № 6. С. 12-20.
2. *Полуфунтикова Л.И.* Микродеформационные структуры пород золоторудных месторождений Восточной Якутии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Якутск, 2008. 22 с.
3. *Ramsey J.G., Huber M.I.* The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 1: Strain Analysis. L., NY.: Academic Press, 1983. 307 p.

В.И. Попков¹

Тектоника и перспективы нефтегазоносности Азовского моря

В последние годы получены новые сейсмические данные, которые позволяют вносить серьезные коррективы в сложившиеся представления о геологическом строении западных районов Скифской плиты. Прежде всего, это касается относительно слабо изученной акватории Азовского моря, под водами которого находят продолжение такие крупные разновозрастные тектонические структуры, как южный склон древней Восточно-Европейской платформы (кратона), молодая Скифская плита преимущественно с эпигерцинским фундаментом, наложившийся на ее южную окраину кайнозойский Индоло-Кубанский краевой прогиб, смыкающийся на юге с альпийскими складчатыми сооружениями Крыма и Кавказа.

¹ Кубанский государственный университет (КубГУ), Краснодар, Россия

В северной части Азовского моря вплоть до Главного Азовского нарушения на юге расположен мел-кайнозойский Северо-Азовский прогиб, осложненный серией узких поднятий и впадин. Антиклинальные складки сложены меловыми и палеоцен-эоценовыми отложениями. Размеры структур от 20 до 150 км², амплитуды от 100 до 800 м. Отложения майкопской серии облекают и сглаживают складчатый рельеф, а более поздние толщи практически не деформированы. Своим происхождением они обязаны субширотной системе надвигов, определяющих их асимметричность и ориентацию. Амплитуда смещения по разрывам достигает 1500 м [1, 4].

Центральную часть моря занимает Азовский вал – крупная асимметричная структура, южный пологий склон которой постепенно переходит в северный борт Индоло-Кубанского прогиба, а северный крутой и узкий оборван Главным Азовским надвигом с амплитудой по подошве платформенного чехла от 800 до 1000 м. В виде пологой дуги, выгнутой в северо-северо-западном направлении, он протягивается от западного до восточного побережья на расстояние более чем на 200 км при ширине до 50 км. Пространственно Азовский платформенный вал совпадает с центральной частью Северокрымско – Ейско-Березанской раннекимммерийской складчато-надвиговой системы, сложенной мощной призмой осадочных и вулканогенно-осадочных пород позднепалеозойско-триасового возраста, претерпевших складчатость на рубеже триаса и юры [3, 4]. В результате раннекимммерийских коллизионных процессов дислоцированные комплексы пород верхнего палеозоя и триаса были шарьированы на прилегающие с севера районы Украинского щита с образованием протяженного краевого прогиба, более хорошо изученным в Крыму и получившим там название Предскифийского [6]. Масштаб тектонического перекрытия примерно соответствует ширине названного вала и составляет около 25–30 км.

Северная часть краевого прогиба частично совпадает в плане с платформенным Северо-Азовским прогибом, южная перекрыта аллохтонными пластинами Азовского вала.

Ниже отложений платформенного чехла здесь выделяется мощный (до 10 км) комплекс относительно слабо дислоцированных отложений. В верхней его части отражающие горизонты в целом имеют южный наклон, в нижней – залегание пологое. Исходя из характера волновой картины, можно полагать, что на завершающей стадии своего развития Предскифийский прогиб испытал на себе воздействие мощного сжатия, направленного с юга, с образованием пологих срывов и тектонических чешуй (рисунки). Тектонически сорванным, очевидно, оказался орогенный комплекс формаций. Дислокации Предскифийского прогиба пред-

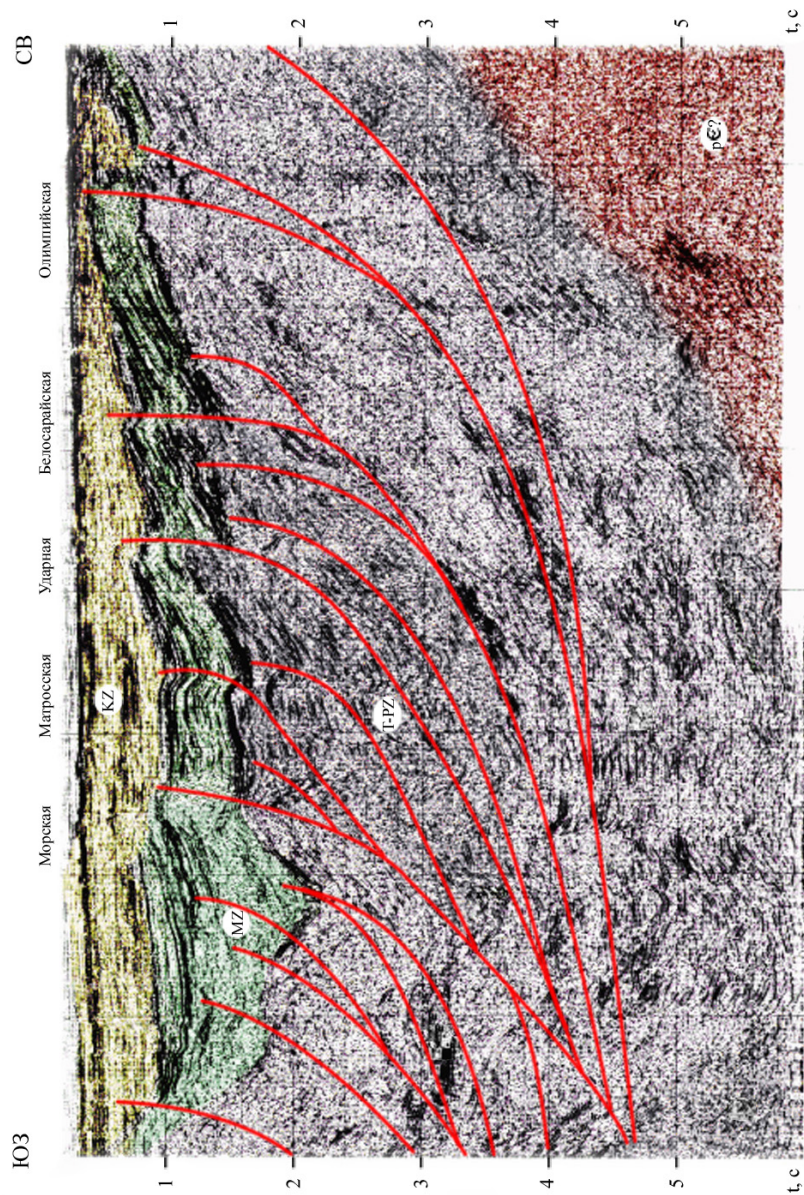


Рисунок. Фрагмент временного разреза по профилю 59847 (по [2], интерпретация В.И. Попкова), иллюстрирующий строение Предкифийского прогиба.

В левой части рисунка – фронтальная часть Азовского аллохтона

ставлены надвигами южного наклона, чешуями и принадвиговыми складками северной вергентности. Между ними практически отсутствуют синклинали в обычном виде: на южное пологое крыло накладывается более южная тектоническая пластина с фронтальной асимметричной антиклиналью по принципу укладки черепицы. Многие из надвигов проникают в перекрывающий платформенный чехол, контролируя строение и развитие мел-палеогеновых антиклиналей [4, 5].

Нижележащая часть осадочного выполнения палеозойского прогиба, возможно, исходя из аналогий с одновозрастным Преддобруджинским краевым прогибом, представлена предшествующим перикратонным шельфовым пассивноокраинным терригенно-карбонатным комплексом силура – раннего карбона. Не исключено присутствие в разрезе и более древних осадочных толщ.

Погребенный Предскифийский краевой прогиб может стать новым перспективным региональным объектом геологоразведочных работ как на акватории Азова, так и сопредельных территориях. Учитывая его тектоническую природу можно предполагать присутствие в основании осадочного разреза платформенных формаций. В нормальном залегании они будут находиться на достаточно больших глубинах, но во фронтальных частях складчато-надвиговых дислокаций, широко развитых в прогибе, они могут быть существенно приближены к дневной поверхности. В составе мощного комплекса орогенных формаций могут быть широко представлены терригенные и карбонатно-терригенные отложения, содержащие в хорошо изученных краевых прогибах крупные скопления нефти и газа. В прогибах подобного рода обычно представлен практически весь известный спектр ловушек УВ.

Таким образом, на основании комплексного анализа геолого-геофизических материалов в западной части Скифской плиты выделен краевой прогиб позднепалеозойского возраста [5, 6]. Он имеет ширину 20–60 км и длину более 500 км. Несмотря на большие глубины залегания и значительный катагенез палеозойских пород, Предскифийский краевой прогиб перспективен для поисков месторождений нефти и газа. Кроме того, осадочные комплексы прогиба можно рассматривать как дополнительный, возможно даже основной, источник УВ для вышележащих ловушек в мезозойско-кайнозойских отложениях, что повышает их нефтегазовый потенциал. Большой интерес представляет южное крыло прогиба, перекрытое аллохтонами Азовского вала, где могут быть сосредоточены значительные запасы нефти и газа в поднадвиговой зоне.

Установление погребенного палеозойского Предскифийского прогиба вносит существенные коррективы в представления о перспективах нефтегазоносности акватории Азова, поскольку это позволяет говорить

о появлении не только нового направления геологоразведочных работ, но и дает основание более оптимистично оценить перспективы открытия в переходном комплексе Азовского вала и мезозойско-кайнозойском чехле центральной и северной частей Азовского моря не только газовых, но, что весьма существенно, и нефтяных залежей. Источником УВ могут служить палеозойско-нижнемезозойские отложения, выполняющие Предскифийский прогиб, которые в силу своих формационных особенностей и термобарических условий залегания потенциально нефтегазоматеринских толщ могли генерировать нефть и газ.

Последние при наличии благоприятных условий могли мигрировать в вышележащие отложения и сформировать в них залежи УВ. Более активному протеканию процессов генерации нефти и газа, а также их миграции способствуют тангенциальные тектонические напряжения, проявлявшиеся неоднократно в рассматриваемом регионе [4]. Следями возможной вертикальной миграции флюидов могут являться сейсмические аномалии типа «флюидный прорыв».

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты 08-05-00342-а; 09-05-96502-р_юг_а и проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385.

Литература

1. Исмагилов Д.Ф., Попков В.И., Терехов А.А., Шайнуров Р.В. Аллохтонные структуры Азовского моря // Докл. АН СССР. 1991. Т. 313. № 4. С. 792 – 795.
2. Казанцев Р.А., Шайнуров Р.В. Открытие протерозой-палеозойского прогиба в северной части Азовского моря // Разведка и охрана недр. 2001. № 8. С. 34 – 40.
3. Попков В.И. Стресс-тектоника Скифской плиты // Тр. СевКавГТУ. Серия нефть и газ. Вып. 4. Ставрополь. 2001. С. 17 – 29.
4. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации в осадочном чехле Азовского моря // Геотектоника. 2009. №4. С. 84-93.
5. Попков В.И. Погребенный верхнепалеозойский краевой прогиб на западе Скифской плиты // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ. Казань, 2009. С. 78-83.
6. Юдин В.В. Предскифийский краевой прогиб // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Симферополь: Таврия-Плюс. 2001. С. 177-183.

Коллизионные структуры зоны сочленения Восточно-Черноморской плиты и Кавказа

По характеру и стилю деформаций в прикавказской части Черного моря выделяется три тектонических зоны: Керченско-Таманский, Туапсинский прогибы и разделяющий их Анапский выступ. В пределах первого прогиба широко развита эшелонированная система складчато-надвиговых дислокаций антикавказского простирания, представляющих собой морское продолжение антиклинальных зон Таманского полуострова: Карabetовской, Зеленского, Субботина, Благовещенской. В строении складчато-надвиговых структур принимают участие отложения майкопской серии (толщина до 4000 м и более), надмайкопские осадочные комплексы (до 1000 м), палеоцен-эоценовые (до 2000 м и более) и верхнемеловые отложения [1, 2, 7]. Структура последних изучена слабо. Складки юго-восточной вергентности.

Их формирование и пространственное расположение контролируются региональными надвигами, к фронтальным частям которых они и приурочены, в результате чего антиклинали имеют асимметричное строение. Поверхности надвигов в верхних секциях разреза крутые, с глубиной они выволаживаются в северо-западном направлении. Часто они имеют чешуйчатую и У-образную форму. Максимально дислоцированы породы во фронтальных частях надвигов, в результате чего сейсмическая запись становится хаотической, трассирование отражений затрудняется. Не исключено, что на таких участках может происходить тектоническое нагнетание пластичных толщ майкопа в своды антиклиналей при существенном увеличении их дислоцированности. В межантиклинальных зонах слои имеют полого-волнистое залегание.

При приближении к береговой линии и далее на суше простирание акваториальных антиклинальных зон меняется на общекавказское. Антиклинальные зоны Таманского полуострова, как известно, несут в себе грязевые вулканы. Изучение особенностей тектоники Тамани позволило нам сделать следующие выводы [5, 8].

1. Грязевые вулканы пространственно связаны с локальными поднятиями, приуроченными к фронтальным частям надвигов, образовавшихся в обстановке тангенциального сжатия и генетически с ними взаимосвязаны. Группируются они в протяженные узкие субпараллельные антиклинальные цепи, разделенные более широкими плоскими синклиналиями. Складки ос-

¹ Кубанский государственный университет (КубГУ), Краснодар, Россия

ложнены глиняными диапирами, ядра которых слагаются отложениями майкопской серии и несут грязевые вулканы.

2. Глины майкопской серии, независимо от их мощности, под влиянием одной лишь литостатической нагрузки не испытывают пластического течения и, соответственно, не могут сформировать глиняные диапиры и грязевые вулканы. Первопричиной и толчком к началу пластического течения глин служит тангенциальный стресс, приводящий к образованию складчато-надвиговых дислокаций, нагнетанию и скучиванию глинистых толщ во фронтальных частях надвигов (глиняный диапиризм), к их разжижению в результате отжима флюидов, созданию АВПД и образованию грязевых вулканов. Следы тангенциального сжатия со срывом пластичных осадочных пород отмечены по разрезам ряда скважин, установившим зоны эпигенетического тектонического скучивания и нагнетания горных пород с крипповыми текстурами и меланжем (комковатая глинистая брекчия, зеркала скольжения в глинах, сухие гравийные меланжевые образования, щебнисто-глинистая диапировая грязекаменная жижа).

3. Активизация грязевулканической деятельности связана с импульсивной разрядкой критических тектонических напряжений во фронтальных частях надвигов, обусловленных продолжающимся на современном этапе проявлением сил бокового сжатия.

Полагаем, что сделанные выводы могут быть распространены и на морские дислокации Керченско-Таманского прогиба.

С юго-востока область складчато-надвиговых структур Керченско-Таманского прогиба от Анапского выступа отделяет региональный Пионерский надвиг [2]. Этот надвиг является самым южным из ему подобных, с которыми связана система асимметричных складок, в строении которых основная роль принадлежит майкопским отложениям. В пределах большей части Анапского выступа майкопские отложения уничтожены эрозией. Дислокации, развитые в палеоцен-эоценовых и меловых отложениях, не имеют явной чешуйчато-надвиговой природы и ярко выраженной вергентности. Контролирующие их надвиги и взбросы часто У-образного, иногда «ветвящегося» вида, в результате чего их плоскости сходятся с увеличением глубины, образуя клинообразные формы. Поверхности основных надвигов имеют тенденцию выполаживания с глубиной.

Располагающийся восточнее Туапсинский прогиб резко асимметричен, выполнен на большей его части складчато-надвиговыми дислокациями. Простираение их типично кавказское. Вергентность юго-юго-западная как и у структур Новороссийско-Лазаревского синклинория на суше. Морфология их схожа с Керченско-Таманскими дислокациями. Примечательно, что в пределах южных зон прогиба домайкопские отложения не дислоцированы и моноклиально погружаются под более

северные аллохтонные структуры. По мере приближения к Новороссийско-Лазаревскому синклинию в складчатость вовлекаются меловые и палеоцен-эоценовые отложения в переходных фациях от Восточно-Черноморской плиты к флишевым образованиям Западного Кавказа. На участке между г. Новороссийском и г. Сочи значительная часть этих переходных толщ оказалась пододвинутой под последние [2, 3]. Полоса развития флиша прослежена вдоль побережья от г. Анапы до г. Сочи. Несколько западнее г. Сочи южная граница флишевых образований пересекает береговую линию и в районе антиклинали Ацху-Кацирха они по системе надвигов сочленяются с майкопской толщей Сочи-Адлерской депрессии [2]. Граница сочленения разнотипных зон на северо-западных участках этого района перекрыта Воронцовским покровом.

Таким образом, имеющиеся к настоящему времени материалы позволяют достаточно однозначно решить вопрос о генезисе дислокаций Российского сектора Черного моря. Первым и наиболее важным результатом можно считать доказанный факт отсутствия масштабного проявления глиняного диапиризма и его определяющей структуроформирующей роли. В области шельфа на месте выделявшихся ранее симметричных брахиантиклиналей с диапировыми ядрами закартирована система складчато-надвиговых дислокаций. Главные черты строения кайнозойских прогибов свидетельствуют о том, что они возникли в коллизионных обстановках. При этом складчато-надвиговые структуры Туапсинского прогиба и смежных районов суши развиваются в результате поддвига морского продолжения Закавказской плиты под Кавказ. Формирование структур Керченско-Таманского прогиба и Анапского выступа можно объяснить присутствием сдвиговых позднеплиоценовых перемещений в области Северо-Западного Кавказа. Возможно, это связано с «косым» движением в север-северо-западном направлении Восточно-Черноморской плиты. При значительных горизонтальных смещениях блоков земной коры, в том числе с изменением направления их движений, должны происходить и послонные смещения. В этом отношении мощные глинистые толщи майкопской серии, более пластичные, чем подстилающие и перекрывающие их осадочные образования, способствовали формированию складчато-надвиговых и другого типа структур в коллизионных зонах.

Интересно отметить, что еще 47 лет назад в монографии, посвященной геологии Кавказа, Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин писали: «Если стоять на точке зрения участия в создании складчатости Большого Кавказа тангенциального сжатия, то следует допустить более активное поведение Закавказского срединного массива, как бы пододвинувшегося под Большой Кавказ» [4]. Сегодня это предположение можно считать подтвержденным и не подлежащим сомнению.

Таким образом, объяснение условий образования складчатых структур Керченско-Таманского и Туапсинского прогибов за счет процессов глиняного диапиризма, которое в 70-80-е гг. прошлого столетия разделялось большинством геологов, например, [10 и др.], оказалось непродуктивным.

Изложенные представления об особенностях строения и формирования основных структурных элементов рассмотренного региона позволяют внести коррективы в оценку перспектив его нефтегазоносности, определить возможные типы ловушек и направление дальнейших геолого-геофизических исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты 08-05-00342-а; 09-05-96502-р_юг_а и проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385.

Литература

1. *Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Попков В.И., Терехов А.А.* Генезис нефтегазоносных структур Таманского полуострова и прилегающей акватории Черного моря // *Материалы V международной конференции. Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазовая геология в XXI века.* М: МГУ, 2001. Ч. I. С. 167–169.
2. *Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Попков В.И., Терехов А.А.* Геологическое строение Керченско-Таманского шельфа. Ставрополь: СевКавГТУ, 2002. 75 с.
3. *Конюков Г.А., Лыгин В.А., Попков В.И., Пьянков В.Я.* Некоторые принципиальные вопросы тектоники Российского шельфа Черного моря (по материалам гравимагнитных исследований) // *7-я Международная конференция по тектонике литосферных плит им. Л.П. Зоненшайна.* М.: Научный мир, 2001. С. 401-406.
4. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. 356 с.
5. *Попков В.И.* Геодинамическая обстановка грязевого вулканизма и глиняного диапиризма (на примере Крымско-Кавказской области) // *Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Четвертый международный симпозиум.* Бишкек, 2008. С. 93-100.
6. *Попков В.И.* Коллизионная тектоника Северо-Западного Кавказа // *Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии.* Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 279-282.
7. *Попков В.И.* Складчато-надвиговые дислокации Таманского шельфа как индикатор геодинамической обстановки замыкания Северо-Западного Кавказа // *7-я Международная конференция по тектонике литосферных плит им. Л.П. Зоненшайна.* М.: Научный мир, 2001. С.395-398.
8. *Попков В.И.* Тектоническая позиция Керченско-Таманских грязевых вулканов // *Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы.* М: ГЕОС, 2008. С.400-404.
9. *Терехов А.А.* О природе молодой складчатости в Прикрымской и Прикавказской частях Черного моря // *Докл. АН СССР.* 1988. Т. 302. №4. С. 924–944.
10. *Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М.* Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М: Недра, 1988. 324 с.

Е.С. Пржиялговский¹, Е.В. Лаврушина¹, А.В. Никитин²

Структуры квазипластических деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива (Гоби, Южная Монголия)

Позднемезозойская и кайнозойская активизация герцинского фундамента Южномонгольской складчатой области проявилась в формировании локальных горстово-глыбовых поднятий (отчетливо выраженных в современном рельефе), расчленивших обширные синеклизы с мезозойским осадочным чехлом на отдельные впадины и прогибы. Дзурамтайский массив гранитоидов, интрузивно прорывающий позднесилурийско-девонско толщу хлорит-серецитовых сланцев и метавулканитов, слагает вместе с последними одноименный выступ фундамента в окружении синклинали впадин с недеформированным осадочным чехлом. Выступ, размером 30 x 15 км, имеет в плане форму ромба с широтной ориентировкой длинной оси.

Ядерная часть полифазного Дзурамтайского гранитоидного массива сложена средне- и крупнокристаллическими плагиогранитами, лейкодиоритами, с подчиненным количеством диоритов. В северной части обнажаются мелкокристаллические биотитовые граниты. Центральное ядро массива рассечено многочисленными дайками различного состава мощностью от полуметра до 7–8 м, пересекающими массив с юго-запада на северо-восток. Подавляющая часть этих крутопадающих даек не пересекает контактовую зону с гранитами северного крыла. Отмечен лишь единственный случай пересечения этого контакта дайкой пироксенитов наиболее поздней генерации. По всей видимости, этап внедрения большинства даек главенствующего северо-восточного простирания (диабазов и сиенит-аплитов) предшествовал интрузии гранитов северной части массива. Граниты датированы K/Ar методом в интервале 270–340 млн лет. В последние годы для рассматриваемого массива были отмечены признаки протрузивного выдвигания на поверхность, к которым можно отнести высокое гипсометрическое положение разрыхленных и непрочных гранитоидов относительно осадочного чехла и прочных метаморфических пород фундамента, наличие тектоно-микститов в кровле массива и специфических форм дезинтеграции и отдельности, характерных для гранитоидных протрузий [1, 2].

Наши исследования были направлены на изучение характера постинтрузивных деформаций и относительных смещений внутри массива

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

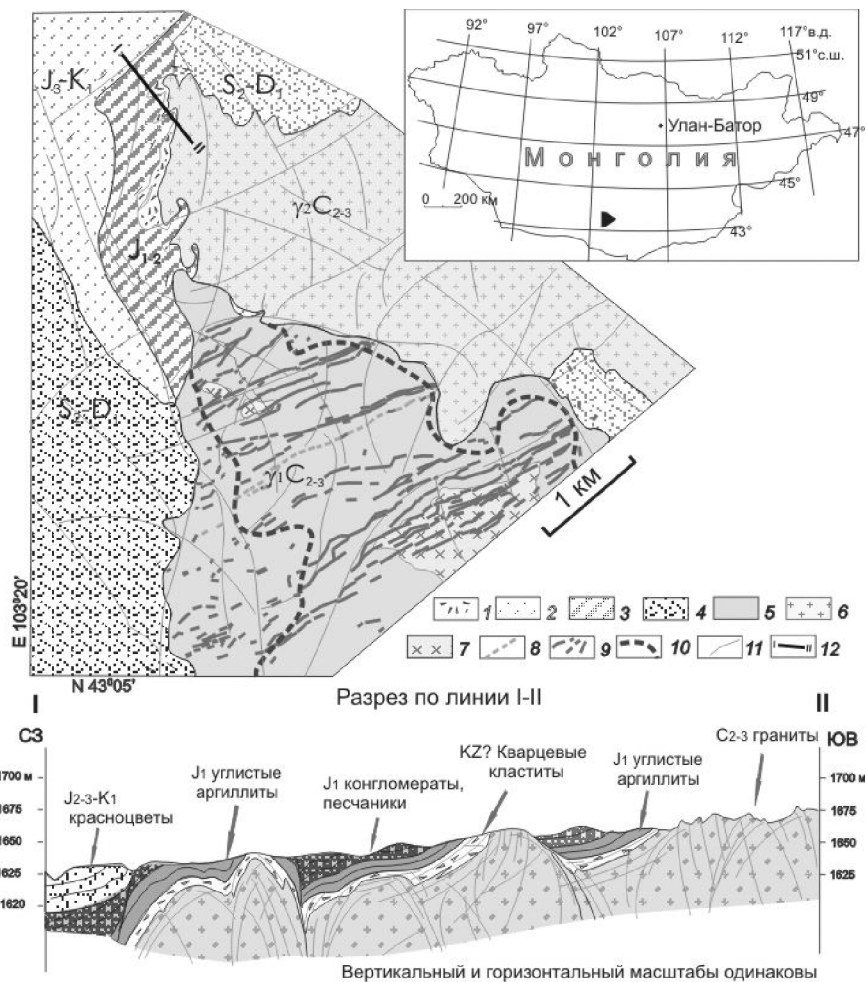
² Воронежский Государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

и на его контактах с перекрывающим его чехлом. Для плагиогранитов ядерной части массива характерна субвертикальная трещиноватость меридионального и северо-западного простирания, слабее проявлена горизонтальная трещиноватость. По крутым трещинам в центральной части массива отмечены сдвигово-сбросовые смещения даек базитов и аплитов с амплитудами 1–3 м (в единичных случаях до 7 м). Смещения имеют разнонаправленный характер и почти не нарушают общего рисунка протяженных дайковых роев, отражающих геометрию наиболее ранней системы трещин (вероятно контрационных). Напротив, на периферии гранитного массива наблюдается тектоническое разобщение даек с переориентировкой, вращением отдельных мелких фрагментов. При этом не отмечается закономерных эшелонированных смещений по параллельным трещинам, фрагменты даек как бы «плавают» в матриксе трещиноватого гранитного материала.

Зоны подобной фрагментации даек наблюдаются вдоль западного тектонизированного контакта гранитов с нижнепалеозойскими сланцами, а также на границе с мелкокристаллическими гранитами на северо-востоке (рисунок). Можно отметить, что «пластичность» деформаций в выделенной периферической зоне не обусловлена интенсивными тектоническими подвижками: относительные смещения фрагментов даек часто оказываются малоамплитудными и разнонаправленными, как и в центре массива. Не устанавливается также упорядоченной ориентировки структур, характерных для тектонических зон сдвигового течения.

В гранитах северного борга плитчатая и линзовидная (местами веерная) субвертикальная отдельность выражена еще более отчетливо и, в отличие от ядерной части, ориентирована в северо-восточных румбах. На северо-западной периферии массива крутопадающая трещиноватость дополняется наклонной, субпараллельной поверхности склона и кровле гранитов, погружающихся под осадочные породы. На контакте с мезозойским осадочным чехлом тектоническая дезинтеграция гранитов максимальна и наблюдается их постепенный переход в приконтактные кварцевые и кварц-полевошпатовые кластиты, отличающиеся от типичных образований кор выветривания и рассматриваемые как продукт протрузивного подъема гранитов [2].

Детальное картирование этого контакта позволило установить, что граниты и залегающие выше стратифицированные осадочные толщи юрского и нижнемелового возраста совместно деформированы и образуют здесь многочисленные почковидные, купольные или гребневидные структуры (рисунок, разрез). Размеры этих локальных выступов и поднятий, осложняющих погружающуюся полого к северо-западу кровлю гранитного фундамента, составляют первые десятки метров в плане и по



Геологическая схема Дзурамтайского гранитоидного массива.

1 – кварцевые и кварц-полевошпатовые кластиты (KZ?); 2 – красноцветно-пестроцветная толща (J₃-K₁); 3 – углисто-терригенная толща (J₁); 4 – хлорит-серецитовые сланцы и метавулканыты (S₂-D₁); 5 – средне-крупнокристаллические плагиограниты (C₂₋₃); 6 – мелкокристаллические биотитовые граниты (C₂₋₃); 7 – гранодиориты (C₂₋₃); 8 – дайки аплитов (C₂₋₃?); 9 – дайки основного состава (C₂₋₃?); 10 – граница зоны тектонической фрагментации даек; 11 – разрывные нарушения и крупные трещины; 12 – линия разреза

вертикали, а вся зона деформаций имеет ширину не менее 250 м. Точную ширину зоны деформаций установить трудно в связи с отсутствием реперов деформаций в гранитах. На некотором удалении от контакта (вне зоны приконтактового катаклаза) в них наблюдаются крутопадающие линзовидные формы отдельности размером 20 – 60 см по длинной оси. На границах линз (ромбоздров) иногда встречаются зеркала тектонического скольжения по зонкам хлоритизации и другие признаки незначительных относительных смещений. В целом, ориентировка линзовидных блоков изменчива и меняется в соответствии с ориентировкой трещиноватости более высокого ранга, которая также образует линзовидные и веерные структуры. В останцах слабо разрушенных гранитов, исследовавшихся в шлифах, так же как и в осадочных породах, нет следов пластических деформаций минералов. Катаклаз, переориентировка и низкотемпературные изменения минеральных зерен отмечаются практически повсеместно.

Таким образом, видные в плане и на разрезе «пластические» структуры кровли гранитов, соответствующие складчатые формы в осадочном чехле, также как фрагментация даек по периферии тела плагиогранитов-гранодиоритов, являются результатом квазипластических деформаций в дезинтегрированных гранитоидах, реализуемых за счет многочисленных хрупких смещений на микро - и мезо-уровнях. Наиболее интенсивно дезинтеграция проявлялась вдоль зон тектонических нарушений, прежде всего - на границах горстовых выступов фундамента, и в других частях массива, где плотность ранее сформировавшихся трещин (контракционных, декомпрессионных) была больше. Дезинтеграция предопределила квазипластическую текучесть и подвижность пород, проявившуюся в разной мере во всем объеме массива, однако наиболее заметно наблюдаются в его периферических зонах. При этом весь массив, включая почти недеформированное ядро, в виде штока-купола протрузивно поднимался на поверхность, приподнимая или прорывая мезозойский чехол и вмещающие метаморфические комплексы. В бортовой зоне Цагангольской впадины совместно с гранитами деформировались юрские и нижнемеловые отложения, что позволяет определить нижний возрастной предел эксгумации гранитов, но по литолого-фациальным и геоморфологическим признакам, основные тектонические движения имеют плиоцен-плейстоценовый возраст [2].

Вероятно, эксгумация и квазипластическая деформация гранитоидов происходила одновременно с неотектонической глыбово-блоковой активизацией герцинского фундамента и, в значительной степени, активировалась взбросами и сдвигами. Однако, в отличие от обычных разломов, в зонах дезинтегрированных пород (существенно более широких и

без четких ограничений) морфология структур определялась не столько тектоническими напряжениями (часто выдержанными по ориентировке в пределах крупных доменов), сколько степенью дезинтеграции и анизотропной подвижностью материала – возможностью квазипластического течения в определенных направлениях. Тектонические структуры реидных деформаций во многом сходны со структурами течения жидкостей и определяются наличием «свободного» пространства для наиболее подвижных (пластичных или квазипластичных) вещественных комплексов, что особенно отчетливо проявляется при изучении региональных и глобальных структур земной коры [3]. При более детальном рассмотрении (в масштабе обнажения или шлифа горной породы) описанные деформации в дезинтегрированных породах обладают всеми свойствами и особенностями хрупких деформаций без постепенных переходов к собственно пластичным, как, например, при хрупко-пластических деформациях в условиях преодоления предела текучести твердых тел.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 (проект – «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации»).

Литература

1. *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3-31.
2. *Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В., Бадамгарав Ж., Симанович И.М., Щербакова Т.Ф., Пржиялговский Е.С.* Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 3. С. 312-328.
3. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука. 2008. 454 с.

**А.В. Прокопьев¹, Г.Г. Павлова², А.С. Борисенко²,
А.В. Травин², Х. Торо³, Ф.Ф. Третьяков¹, А.И. Зайцев¹,
А.Г. Бахарев¹, В.А. Трунилина¹, Д.А. Васильев¹, С.П. Роев¹**

**Дайки и плутоны поперечных магматических поясов
Верхоянского складчато-надвигового пояса: новые
геохронологические данные и их геодинамическая
интерпретация**

В пределах центральной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) выделяется серия ориентированных ортогонально складчатости поперечных поясов гранитоидов (Эгехайский, Халтысинский, Северо- и Южно-Тирехтяхский, Дербек-Нельгесинский, Сан-Юряхский), радиально расходящихся в юго-западном направлении от изгиба ядра Верхояно-Черского орогена. Они протягиваются на расстояние до 300 км при ширине до 30 км (рис.). Пояса представлены роями сотен даек кислого состава и лампрофиров, мелкими плутонами диоритового, гранодиоритового и гранитного составов [1].

Магматические тела прорывают смятые в складки каменноугольные, пермские, триасовые и ниже-среднеюрские отложения. Ранее некоторые из них были датированы в 95–133 Ма (^{40}Ar - ^{39}Ar), при этом в пределах наиболее геохронологически изученного Дербек-Нельгесинского пояса было установлено последовательное уменьшение возраста пород вдоль его простирания с СВ на ЮЗ от 132 до 124 Ма [1, 3].

Мы впервые датировали U-Pb (SHRIMP) методом наиболее крупные плутоны и несколько даек, а также получили дополнительные ^{40}Ar - ^{39}Ar даты для Эгехайского, Северо-Тирехтяхского и Дербек-Нельгесинского поясов (табл.). Во всех случаях возраст цирконов древнее возраста амфиболов и слюд, выделенных того же плутона, что свидетельствует о корректности проведенного датирования. Разница в возрастах цирконов, амфиболов и слюд в 1–8 Ма указывает на относительно быстрое остывание плутонов.

Крайние юго-западные плутоны (Хобяту-Эчийский в Эгехайском поясе и Эндыбальский в Северо-Тирехтяхском) имеют возраст кристаллизации около 100 Ма. Сопутствующие им дайки сформировались немного ранее (102–104 Ма). Возраст кристаллизации крайних северо-восточных плутонов (Тирехтяхского в Северо-Тирехтяхском поясе и Бе-

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

² Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

³ Университет Западной Виргинии, Моргантаун, США

Возраст магматических пород поперечных поясов Верхоянского складчато-надвигового пояса (по данным U-Pb SHRIMP и ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования)

Плутон/дайка	Порода	Минерал	Возраст, Ма	Метод
Эгехайский пояс				
Хобояту-Эчийский плутон	гранодиорит	циркон	98.5±0.7	U-Pb (SHRIMP-RG)
	гранодиорит	амфибол	97±2	^{40}Ar - ^{39}Ar
	гранодиорит	биотит	93±0.8	^{40}Ar - ^{39}Ar
Северо-Тирехтяхский пояс				
Эндыбальский плутон	гранит-порфир	циркон	100.2±1.2	U-Pb (SHRIMP-II)
	метасоматит	серицит	98.2±1.1	^{40}Ar - ^{39}Ar
Дайка	гранит-гранодиорит-порфир	циркон	102.8±1.4	U-Pb (SHRIMP-II)
Дайка	гранит-гранодиорит-порфир	циркон	104.9±1.4	U-Pb (SHRIMP-II)
Галька из конгломератов	гранит-гранодиорит-порфир	циркон	104.4±1.5	U-Pb (SHRIMP-II)
Тирехтяхский плутон	гранодиорит	циркон	136±2	U-Pb (SHRIMP-RG)
	гранодиорит	биотит	135.5±0.9	^{40}Ar - ^{39}Ar [3]
Дербеке-Нельгесинский пояс				
Безымянный плутон	гранит	циркон	139±3	U-Pb (SHRIMP-RG)
	гранит	биотит	131.1±0.9	^{40}Ar - ^{39}Ar [3]

Примечание: U-Pb (SHRIMP-II) определение возраста выполнено в Аналитическом центре ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (аналитик И.П. Падерин); U-Pb (SHRIMP-RG) – в микроаналитической лаборатории Стэнфордского университета – Геологической службы США (аналитики А.В. Прокопьев, Х. Торо); $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст определен в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик А.В. Травин) и в микроаналитической лаборатории Стэнфордского университета – Геологической службы США.

зымянного в Дербеке-Нельгесинском поясе) значительно древнее – 136–139 Ма. Имеющаяся ^{40}Ar - ^{39}Ar датировка одного из крайних северо-восточных в Эгехайском поясе Арга-Ыннах-Хайского плутона в 128 Ма по биотиту [3] может свидетельствовать о более древнем возрасте его кристаллизации. Таким образом, вдоль Эгехайского и Северо-Тирехтяхского поясов также устанавливается омоложение возраста магматических пород с СВ на ЮЗ вдоль их простираения аналогично наблюдаемому в Дербеке-Нельгесинском поясе. Однако юго-западное окончание последнего располагается в центральной части ВСНП, тогда как крайние плутоны Эгехайского и Северо-Тирехтяхского поясов расположены значительно ближе к Сибирской платформе и моложе на 24–25 Ма (рис).

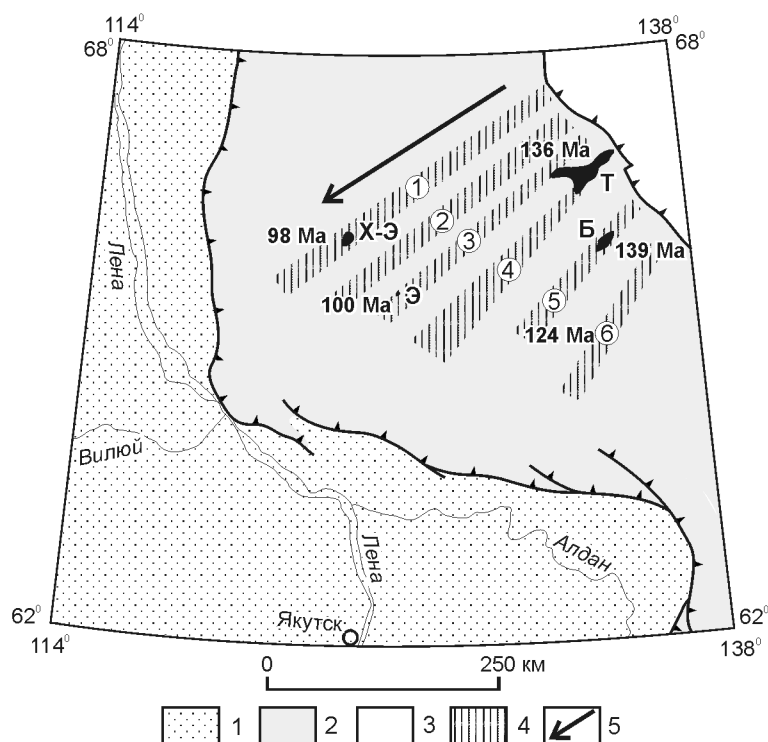


Схема размещения поперечных магматических поясов Западного Верхоянья. 1 – Сибирская платформа, 2 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, 3 – Кулар-Нерский террейн, 4 – поперечные магматические пояса (цифры в кружках: 1 – Эгехайский, 2 – Халтысинский, 3 – Северо-Тирехтяхский, 4 – Южно-Тирехтяхский, 5 – Дербеке-Нельгесинский, 6 – Сан-Юряхский), 5 – тренд омоложения магматических пород. Плутоны: X-Э – Хобяту-Эчийский, Э – Эндыбальский, Т – Тирехтяхский, Б – Безымянный

Отмеченное последовательное уменьшение возраста магматических пород вдоль продольных магматических поясов могло происходить синхронно с миграцией складчатости в ВСНП от ядра Верхояно-Черского орогена в сторону Сибирской платформы и маркировать ее. Это согласуется с имеющимися данными о времени формирования Приверхоянского краевого прогиба – индикатора складчатых и горообразовательных процессов в Верхоянье [2]. Накопление в прогибе обломочных толщ, принесенных с востока, началось в готериве-барреме сразу же после внедрения плутонов и даек в тылу поперечных поясов (валанжин). Вторая фаза меловой складчатости Верхоянья имела место в апте-альбе,

одновременно с формированием крайних юго-западных плутонов и даек в наиболее близко расположенных к Сибирской платформе и фронту складчато-надвигового пояса Эгехайском и Северо-Тирехтяхском магматических поясах.

Были продатированы унаследованные (inherited) древние ядра в зернах циркона из гранит-порфиров Эндыбальского плутона (Северо-Тирехтяхский пояс) – в $1380,1 \pm 6,6$ Ма; из даек гранит-гранодиорит-порфиров – в $349,4 \pm 6,2$, $383,4 \pm 7,8$, $406,3 \pm 6,3$, 1234 ± 24 , 1884 ± 20 , 2287 ± 26 Ма. Из вмещающих изученные магматиты верхнепалеозойских-мезозойских песчаников верхоянского комплекса нами было продатировано более 600 зерен детритовых цирконов (U-Pb, LA-MC-ICPMS, [4]). Полученные возрастные пики очень близки к возрастам ядер цирконов из гранит-порфиров и гранит-гранодиорит-порфиров, что может свидетельствовать об анатектической природе последних и их выплавлении из вмещающих терригенных толщ.

На востоке Куранахского антиклинория ВСНП конгломераты и конглобрекции, имеющие тектонический контакт с вмещающими верхнекаменноугольно-пермскими породами, содержат окатанную гальку гранитоидного состава. Из одной гальки гранит-гранодиорит-порфиров были извлечены цирконы и определен возраст $104,4 \pm 1,5$ Ма – такой же, как и расположенных в непосредственной близости даек (табл.). Это позволяет предполагать, что в пределах центрального Верхоянья могут находиться ранее не известные поздне меловые или раннекайнозойские осадочные образования, отлагавшиеся в узком прогибе типа pull-apart, формирование которого связано с субмеридиональными сдвигами, деформирующими ранние складчато-надвиговые структуры.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 07-05-00803, 07-05-00743, 09-05-98536, Программы РАН № 14.2 и совместного интеграционного гранта СО РАН № 37.

Литература

1. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.) Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 571 с.
2. Khudoley A.K., Prokopiev A.V. Defining the eastern boundary of the North Asian craton from structural and subsidence history studies of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt // Geological Society of America Special Paper 433, 2007. P. 391–410.
3. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M., Trunilina V.A., Bakharev A.G. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // Geology. 2001. № 9. P. 167-170.
4. Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology. 2008. V. 36. №. 9. P. 699–702.

Центрально-Таймырский геораздел

1. В настоящее время разными школами тектонистов, нефтяников и металлогенистов северная граница Сибирской платформы проводится вдоль южных склонов гор Бырранга Таймыро-Североземельской складчатой области, а Енисей-Хатангский прогиб считается перикратонным, внутрикратонным авлакогенным прогибом или эпирифтовой депрессией. Центрально-Таймырский шов (ЦТШ), как геораздел в понимании Л.И. Красного [5], выделен при составлении Госгеолкарт-1000/3 [7]. Свое название он получил от приуроченности к центральной части Таймырской низменности. ЦТШ является региональной межплитной зоной – границей молодой Таймыро-Североземельской эпираннекиммерийской послетриасовой и древней Сибирской эpiarхейско-раннепротерозойской платформ. В современном плане шов выражен линейными положительными структурами Мессояхско-Малохетской гряды, Худосейского, Рассохинского и Балахнинского валов, Тулай-Кирыякского и Кирыяк-Тасского горстов, зоной Чернохребетнинского надвига на Восточном Таймыре, сформированных новейшими тектоническими движениями. На юго-западе продолжением ЦТШ является Великий геораздел Азии. Последний впервые выделен Д.П. Резвоем [8] – как геораздел, разделяющий Евроазиатский материк на две части: западную (включая Западно-Сибирскую и Туранскую молодые платформы) и восточную (с древней Сибирской платформой и каледоно-герцинско-индосинийским складчатым сооружением Центральной Азии). К северо-востоку в море Лаптевых продолжением Центрально-Таймырского шва является граница ранга океан-шельф, отвечающая георазделу Евразийской, Американо-Северной глубоководных впадин с одной стороны и Евроазиатского континента с другой. А. Грантц [10] назвал эту структуру трансформным разломом Чарли. Южная граница этого разлома у российских исследователей [1, 3 и др.] вошла в литературу под названием разлом Северный, рассматривающимся также как трансформный на ранних стадиях рифтогенеза.

2. Наиболее ярко и контрастно ЦТШ выражен на карте гравитационного поля (рисунок), где характеризуется крупной линейной интенсивной положительной аномалией (более 70 мГл). Она протягивается через всю территорию Енисей-Хатангского регионального прогиба и Восточного Таймыра (более 1500 км) при ширине 10–50 км и падением на се-

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

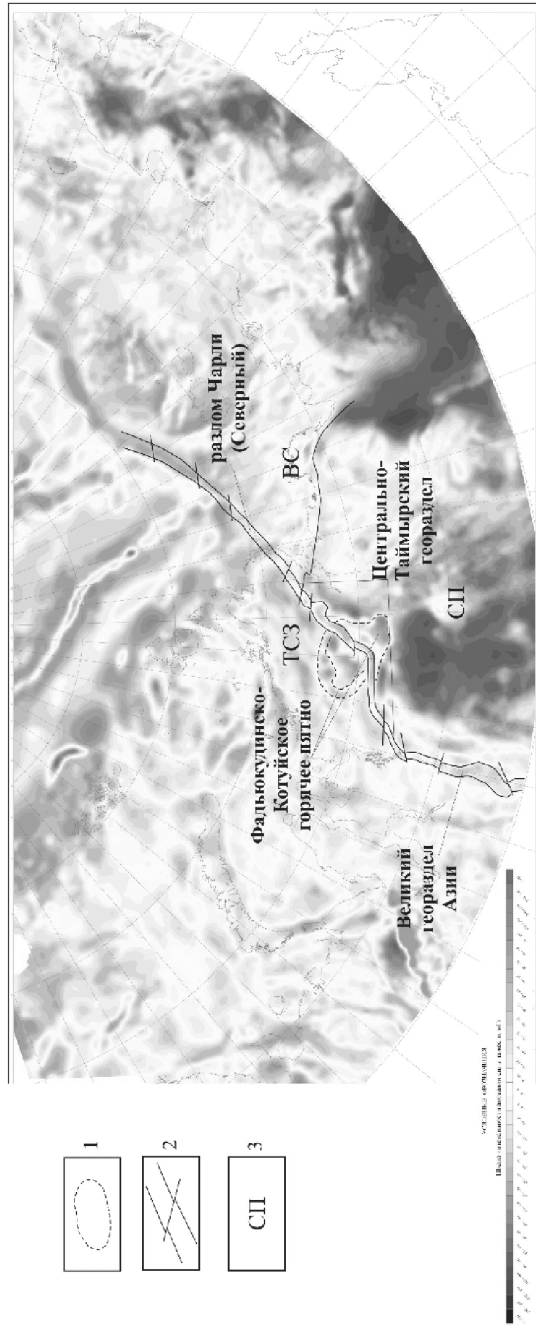


Рисунок. Центрально-Таймырский шов (геораздел) на гравиметрической карте Российской Арктики масштаба 1:2 500 000 (2006 г.)

1 – контур Фадьюкудинского горячего пятна; 2 – контур геораздела с “трансформными” разломами; 3 – названия крупнейших структур в обрамлении геораздела: Сибирская платформа (СП), Таймыро-Североземельская складчатая область (ТСЗ), Верхоянская складчатая область (ВС).

Гравиметрическая карта составлена: ФГУП «ВСЕГЕИ» – Т.П. Литвинова – руководитель работ, Е.М. Красинский, О.Б. Негров – компьютерная обработка данных; ФГУП «ВНИИОкеангеология» – В.Ю. Глебовский – руководитель работ, М.Ю. Корнева – компьютерная обработка данных

веро-запад. Аномальные линейные гравиметрические объекты северо-восточного простирания располагаются кулисообразно, разбиваясь поперечными дизъюнктивными нарушениями взбросо-сдвиговой кинематики, напоминающими трансформные разломы с преобладанием левосторонних сдвигов северо-западного простирания. Особенности глубинных геофизических разрезов свидетельствуют, что консолидированная кора Сибирской платформы подстилает Енисей-Хатангский прогиб вплоть до Центрально-Таймырского шва, а под юрско-кайнозойскими отложениями северной части прогиба располагаются дислоцированные палеозойско-раннемезозойские комплексы Таймырской складчатой системы с рифейским фундаментом. Глубина залегания поверхности Моховичича дифференцирована от 34–40 км на окраине Сибирской платформы до 42–46 км в пределах Таймырской СНС, причем максимальные градиенты приурочены к Центрально-Таймырскому шву. При районировании по типам и мощности земной коры А.С. Гринсоном [2] шов выделен, как межблоковая зона, характеризующаяся деструктивным типом земной коры большой мощности (более 30 км). На поверхности в пределах Рассохинского и Балахнинского валов, Тулай-Киряжского и Киряка-Тасского горстов вскрыты различные структурно-вещественные Таймырской складчатой системы, реже Сибирской платформы, подчеркивая в целом деструктивный тип шва.

3. А.М. Занин [2] рассматривает эту структуру, как скрытую Рассохинско-Балахнинскую рифтогенную систему дивергентно-конвергентных дислокаций. Сибирские геологи [4, 9] положительную линейную аномалию считают осевой зоной спрединга раннего триаса Пясино-Хатангской рифтогенной системы с рядом трансформных разломов. В рамках глобальной структуры гравитационной неустойчивости Земли (по О.В. Петрову [6]) ЦТШ приурочен к границам центральных зон спрединга земной коры в ячеистых структурах шестого порядка. На наш взгляд различие плотностной границы налегающей с северо-запада зоны разуплотненных пород и подстилающих с юго-востока плотных пород указывает на «конвергентно-обдукционный» контакт двух структур – надвигаемой молодой Северо-Карской плиты (включая Таймыр) и поддвигаемой под неё древней Сибирской платформы. Об этом же свидетельствует ассиметричный характер строения мел-кайнозойского чехла относительно Центрально-Таймырского шва: на северо-западе сформированы ассиметричные глубокие прогибы Носковско-Агапский, Туровский – с крутыми северо-западными крыльями в пред Быррангской зоне и пологими юго-восточными к ЦТШ; на юго-востоке – Дудыптинско-Жданихинский мегапрогиб – с крутыми склонами возле ЦТШ и пологими в сторону Сибирской платформы. Формирование Центрально-Тай-

мырского шва по времени связывается с активизацией движений в раннем мелу. Он рассекает триасовую Фадьюкудинско-Котуйскую кольцевую структуру (горячее пятно, выраженное развитием щелочно-ультраосновного и субщелочного с карбонатитами магматизма [7, 9]), сопровождается линейными поднятиями и размывом среднеюрско-берриасовых отложений на Балахнинском и Владимирском валах, образованием глубинных разломов правосдвига – надвигового характера, деструкцией коры и подъемом мантийного вещества. Амплитуда поднятий (по данным сейсмопрофилирования) достигает 1400 м. Продолжение или основная стадия формирования ЦТШ относится к кайнозой, когда на поверхность были выведены в частности Кирыка-Тасское и Тулай-Кирыка-Тасское поднятия. В целом шов, видимо, представляет собой осевую зону современного конвергентного повторно коллизионного процесса.

Литература

1. *Аветисов Г.П.* Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 104-114.
2. *Восточная Сибирь* // Геология и полезные ископаемые России. В шести томах / Гл. ред. В. П. Орлов. Т. 3. Ред. Н. С. Малич. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 396 с. (МПР РФ, РАН, ВСЕГЕИ)
3. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой континентальной окраины Северо-Восточной Евразии в Арктике (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2000. 40 с.
4. *Гринев О.М., Лопатин Г.Г., Гончаров М.М.* Особенности структурно-тектонической позиции и эволюции магматизма Маймеча-Котуйской провинции и Хатангского прогиба // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. Томск: НТЛ, 1997. С. 137-148.
5. *Красный Л.И.* Классификация геоблоков и межгеоблоковых систем // Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. Раздел «Синтез». С. 183-217.
6. *Петров О.В.* Диссипативные структуры Земли как проявление фундаментальных волновых свойств материи. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 304 с.
7. *Проскурнин В.Ф., Симонов О.Н., Соболев Н.Н., Туганова Е.В., Уклеин В.Н.* Тектоническое районирование Севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 1. Дудинка: 2003. С. 178–209.
8. *Резвой Д.П.* О Великом георазделе Азиатского материка // XXII сессия МГК: Доклады советских геологов. 1964. с. 172-184.
9. *Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышев А.И., Макеев С.М.* Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: Изд-во ЦНТИ, 2001. 510 с.
10. *Grantz A.* Cruise to the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // EOS. 1 June 1993. P. 249-254.

Дайковые рои и ассоциирующие с ними магматические комплексы на Урале

Дайки (преимущественно долеритового состава), образующие протяженные рои, нередко связанные с интрузивными массивами - базитового или контрастного состава, силлами и поверхностными вулканическими излияниями, широко распространены на всём Урале. Достоверно известно, что их проявление было многократным. Однако в конкретных случаях возраст даек далеко не всегда удаётся уточнить, и их формационная принадлежность остаётся невыясненной. Тем не менее, мало-помалу эти вопросы проясняются. Помогает грубая классификация роёв и предварительное определение их возраста в целом, по новым единичным изотопным датировкам и возрастным рамкам, определяемым геологической обстановкой и взаимоотношениями с вмещающими породами. Именно эта цель и преследуется предлагаемым докладом.

Наиболее древние дайковые рои установлены в Башкирском антиклинории Южного Урала, где они датированы ранним и средним рифеем. Раннерифейские дайки предположительно связываются с айским (навышским) этапом эффузивного вулканизма, а среднерифейские, определённо – с машакским. Достоверных датировок раннерифейских даек, развитие которых предполагается в районе Тараташского выступа, не имеется. Дайки машакского уровня (низы среднего рифея) рвут отложения нижнего рифея в осевой части Башкирского антиклинория. Главная долеритовая дайка Бакала (одна из многих даек, рвущих бакальскую свиту) датирована по бадделеиту как $1385,3 \pm 1,4$ млн лет [1]. Долеритовый силл на окраине г. Кусы, также один из многих силлов, внедрённых в саткинскую свиту нижнего рифея, датирован Ar-Ar методом: 1360 ± 9 млн лет [2]. Эти датировки близки к возрастам интрузивной серии гранитов и габбро (Бердяушский плутон, Рябиновские граниты, Кусинско-Копанская пластовая интрузия в этой же зоне 1370–1400 млн лет). К тому же возрастному уровню относятся и Ахмеровские граниты Белорецкого купола [3, 4].

Проследить эти уровни в более северных районах тиманид не удаётся вследствие того, что они не вскрыты эрозией. Единственная точка, где вулканы получили надёжную «машакскую» датировку – Скважина 21–Палью в юго-восточной части Ижемской зоны, где вскрыты диориты, показавшие Rb-Sr возраст 1360 ± 31 млн лет. Этому же уровню со-

¹ Институт Геологии Уфимского Научного Центра (ИГ УНЦ РАН), Уфа, Россия

ответствуют K–Ar датировки по амфиболам из среднетиманских диабазов, равные 1375–1330 млн лет [5]. При допущении определенных палеоконтинентальных реконструкций с учетом, что машакский вулканизм как типично рифтовый мог сопровождать образование пассивной окраины Балтики, продолжение этой зоны можно искать в Северной Гренландии и на западе Северной Америки [1, 6].

Неопротерозойские дайковые комплексы верхов рифея прорывают рифейские отложения моложе 750 млн лет на западном склоне Южного, Среднего и Северного Урала. На Южном Урале они находятся в ассоциации с вулканитами аршинской свиты и Барангуловским габбро-гранитным комплексом ($709,9 \pm 7,3$ млн лет и 725 ± 5 млн лет, соответственно) [7, 8]. На Среднем Урале они ассоциируют с разнообразными, часто субщелочными интрузиями, и вулканогенными комплексами, датированными, в основном, в пределах от 745 до 608 млн лет [9, 10]. Есть основания предполагать, что эти проявления вулканизма, вместе с магматизмом северо-западных районов Восточно-Европейской платформы, образуют обширную неопротерозойскую провинцию плюмового магматизма, в венде сместившегося на западную окраину платформы [11].

Позднекембрийско-ордовикское время на Урале характеризуется образованием грабеновых фаций, сопровождаемых проявлениями вулканизма (Кидрясовский, Бардымский, Лемвинский, Байдаратский районы на западном склоне Урала; Самарский, Троицкий, Увельский, Маячный – в Центрально-Уральской. Можно предполагать, что некоторые из ассоциированных с ними дайковых полей имеет позднекембрийско-ордовикский возраст. Однако надежных изотопных данных для даек нет.

Не позже раннего ордовика началось формирование комплексов параллельных даек, относимых к офиолитам. Их образование предшествовало формированию Тагильской островной дуги, и отмечено к востоку от Главного Уральского разлома в целом ряде мест – на западном контакте массива Сьум-Кеу, в Щучьинском синклинии (гердизшорский, халатальбейский, харутский и ряд более мелких фрагментов); на восточном склоне Войкарского массива (лагортинский); на западном крыле Тагильского синклинория (Маньинский, шириною около 3,5 км; Щекурьинский, Вижайский, Иовский и другие разрезы) [12, 13].

Девонский дайковый комплекс, связанный с офиолитами островодужного растяжения, либо задугового спрединга, развит на западном склоне Ю. Урала, в аллохтонном залегании, в Аккермановском комплексе Хабарнинского массива [14]. Крупнейший раннедевонский спрединговый дайковый комплекс, связанный с офиолитами, до 8 км в поперечнике, многократно описан в Западных Мугоджарах [15].

На западном склоне севера Урала, в пределах шельфовой и батинальной зон, девонский дайково-силловый комплекс, в зависимости от глубины эрозионного среза прорывающий ордовикские, силурийские и девонские шельфовые отложения, был первоначально описан в качестве трапповой формации [16], с которой он имеет много общего. В дальнейшем рой девонских даек был прослежен в южном направлении; подобные дайки, рвущие палеозой, известны также на западном склоне Среднего Урала. На Южном Урале они, возможно, появляются и среди толщ каратавия: так долеритовая дайка, развитая около ст. Инзер, имеет $Ag-Ag$ возраст $\sim 403 \pm 17$ млн лет [2]. Логично было бы связывать образование этого дайкового пояса, наиболее протяженного из всех уральских, с девонским суперплюмом, охватившим всю Восточно-Европейскую платформу.

В раннекаменноугольное время дайковые рои формировались на восточном склоне Урала, в пределах бывшей Магнитогорской дуги, где Д.Н. Салиховым [17] был выделен Худолозовский комплекс базитовых гипабиссальных интрузий. На юг дайковый комплекс прослеживается в Восточные Мугоджары [12]. Дайки коррелируются с проявлениями наземного вулканизма, и возможно связаны с задуговым растяжением в системе Валерьяновской зоны субдукции.

Наконец, заключительный этап проявления вулканизма на Урале связан с восточным флангом Урало-Сибирского суперплюма, возникшего на границе перми и триаса. Траппы Урала и Сибири вполне четко коррелируются по возрастным изотопным определениям [18]. Дайковые комплексы, сопровождавшие трапповые излияния, слабо изучены, однако благодаря новым определениям абсолютного возраста, среди них известны как риолитовые дайки – например, кисинетский дайковый комплекс [19], так и долеритовые. По материалам, полученным нами вместе с М. Рейховым и др. (готовится подробная публикация), в Борисовском карьере на р. Синаре (Средний Урал) риолиты с возрастом приблизительно 250 млн лет (U-Pb, TIMS, цирконы) рвутся долеритами с возрастом 245 млн лет (Ag-Ag по плагиоклазу).

Литература

1. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. Geochemical Characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник. № 5. Уфа, 2006. С. 119-161.
2. Эрнст Р.Э., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н., Округин А.В., Арчибальд Д.А. Реконструктивное Ag-Ag датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия) // Материалы Совещания МТК. М.: ГЕОС, 2008.

3. Краснобаев А.А., Феритатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2006. С. 300-3025.
4. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Родионов Н.В., Нехорошева А.Г., Кисеева К.Н. Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Докл. РАН. 2007. Т. 418, № 2. С. 1-6.
5. Андреев В.Л., Литвиненко А.Ф. Изотопная геохронология гранитоидного магматизма фундамента Печорской синеклизы. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 68 с.
6. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K. & Vernikovskiy V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Res. 2008. Vol. 160. P. 179–210, 179–210.
7. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок. // Геол. Сборник №6, ИГ УНЦ РАН, 2007. С.3-4.
8. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // Докл. РАН. 2007. Т. 416, №2. С. 1-6.
9. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Петров Г.А., Матуков Д.И., Суслов С.Б., Синдери С., Крамм У., Лепехина О.П. In Situ U–Pb (SHRIMP) – датирование цирконов граносиенитов Троицкого массива Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, Средний Урал // Докл. РАН. 2007. Т. 412, №1. С. 1-6.
10. Петров Г.А. Геология и минералогия зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. Екатеринбург: УрГГУ, 2006. 195 с.
11. Носова А.А., Ларионова Ю.О., Веретенников Н.В., Юткина Е.В. Корреляция неопротерозойского вулканизма Юго-Восточного Беломорья и Запада Урала: новые данные об изотопном возрасте базальтов Солозера (Онежский грабен) // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 2. С. 303-307.
12. Семенов И.В. Палео-океанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
13. Пучков В.Н., Карстен Л.А., Шмелев В.Р. Важнейшие черты геологического строения восточного склона Приполярного Урала / Геология и палеонт. Урала. Свердловск, 1986. С. 91-106.
14. Разумовский А.А., Астраханцев О.В. Структурные особенности дайкового комплекса офиолитовой ассоциации Хабаровинского массива // Очерки по региональной геологии. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 179-212.
15. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
16. Голдин Б.А., Давыдов В.П., Мизин В.И., Пучков В.Н. и др. Трапповые формации северного Урала и Приуралья / Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972. С. 130-147.
17. Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизийная история развития Магнитогорского мегасинклинория. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 85 с.

18. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестн. МГУ. Сер. 4, геология. 2009. №2. С. 29-38.

19. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov, Allen M.B., Andreichev V.L., Mitchell I.A.C., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton G.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Iu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 277. P. 9-20.

Ю.Н. Разницин¹, Ю.В. Баркин²

Субмеридиональное сжатие океанской литосферы как результат северного дрейфа ядра Земли

Концепция тектонической расслоенности литосферы континентов, ставшая ныне общепризнанной, в последние годы получила свое развитие и в отношении современных океанов [2, 3]. При этом было установлено, что тектонические процессы, ответственные за образование тектонически расслоенных комплексов, в основной массе ориентированы в субширотном и субмеридиональном направлениях. Тектоническое расслаивание в субмеридиональном направлении указывает на ту же ориентацию сжатия, неоднократно проявлявшего себя на протяжении всей истории раскрытия океанов.

Атлантический океан. Установленные сейсмическими методами надвиги, плоскости которых на субмеридиональных профилях наклонены преимущественно в южном направлении, присутствуют практически во всех глубоководных котловинах: в Северо-Американской, Канарской, Бразильской, Ангольской, в котловине Сьерра-Леоне. Движение масс при этом происходило с юга на север, а исходя из соотношений структур коры и перекрывающего их осадочного чехла и из данных глубоководного бурения, становление надвигов происходило в позднеюрское – поздне меловое время.

Субмеридиональное сжатие на рубеже ~ 10 млн лет тому назад отчетливо проявлено в зонах крупнейших разломных зон Центральной Атлантики – Вима, Сан-Паулу и Романш. Так, в зоне разлома Вима верхнемантийные и коровые образования слагают пакет тектонических

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга (ГАИШ МГУ им. М.В. Ломоносова), Москва, Россия

пластин, полого погружающийся на юг. Возраст формирования чешуйчато-надвиговой структуры (8-10 млн лет) устанавливается по абсолютным возрастам амфиболитов в подошвах тектонических пластин габброидов и ультрамафитов. Движение масс при этом происходило с юга на север.

Целый ряд признаков указывает на то, что субмеридиональное сжатие литосферы Атлантики имеет место и на современном этапе. Важную роль в идентификации субмеридионального сжатия литосферы Атлантики на современном этапе играет сейсмичность. По данным С.Ю. Соколова, на сегодняшний день из приблизительно 1200 зарегистрированных землетрясений в Атлантике не менее 10% относятся к аномальным, имеющим надвиговую и взбросовую природу и доуказывающим субмеридиональную компоненту движения литосферных масс.

Индийский океан. Ярчайшим примером проявления деформаций субмеридионального сжатия океанской литосферы является широко известная зона внутриплитных деформаций в северо-восточной части Индийского океана. Возраст главной фазы этих деформаций – позднемиоценовый. Наличие системы пологих широтно ориентированных надвигов в рассматриваемой зоне деформаций подтверждается данными сейсмического профилирования. В соответствии с последними по сейсмологическим данным оси сжимающих напряжений наиболее сильных землетрясений занимают положение, близкое к горизонтальному и в большинстве случаев ориентированы в направлении СЗ-ЮВ. В районе южнее п-ова Индостан, где геоид продавлен вниз по отношению к сфероиду, в очагах землетрясений на глубинах нескольких десятков километров наблюдаются очень высокие (до 20 кбар) скалывающие напряжения. Эта крупнейшая депрессия поверхности геоида рассматривается как результат горизонтального сжатия литосферы, ориентированного по направлению ССЗ-ЮЮВ, а горизонтальный стресс при этом может достигать колоссальных давлений в сотни мегапаскаль.

Тихий океан. Новый сейсмический имидж океанической коры, так же, как в свое время в Атлантике, установлен в Северо-Западной Пацифике: в мезозойской коре рассматриваемого района выявлена масса полого наклоненных на север-запад рефлекторов, что в корне отличается от горизонтально-слоистой модели океанической коры. Тектоническая природа этих горизонтов не вызывает сомнений. Становление надвигов на коровом уровне происходило в позднеюрское – поздне меловое время.

Субмеридиональное сжатие отчетливо проявлено в зоне демаркационного разлома Элтанин, в пределах которой обнажается полный разрез океанической коры, от ультрамафитов в низах до базальтов в верхах. Этот разрез 5-километровой мощности подстилается амфиболитами,

формирование которых обусловлено надвиганием горячей ультрамафитовой пластины на вулканогенный субстрат. Движение масс при надвигании, судя по наклону плоскости базального надвига на юг, происходило в меридиональном направлении, с юга на север. Полная аналогия геологической ситуации с разломом Вима в Атлантике позволяет предполагать, что время формирования чешуйчато-надвиговой структуры в разломной зоне Элтанин отвечает позднему миоцену.

Морфотектонический анализ Магеллановых гор, расположенных в Восточно-Марианской котловине на западе Тихого океана, показал, что они сформировались в условиях сдвигового геодинамического режима на фоне меридионального сжатия океанической коры. Подводные горы и гайоты представляют собой вулканические постройки, образовавшиеся на юрской океанической коре в меловом периоде, с активизацией вулканизма в среднем миоцене. Можно предположить, что последняя связана с началом перестройки структурного плана в условиях меридионального сжатия.

Надвиги субширотного простирания закартированы в молодой океанической коре [2.5 млн лет] в обширном районе Восточно-Тихоокеанского поднятия, непосредственно к северу от микроплиты Пасха и в районе микроплиты Хуан Фернандес, в 1000 км южнее.

Прямые доказательства тектонического расслаивания океанической коры на современном этапе получены в скв. 504В глубоководного бурения, расположенной к югу от рифта Коста Рика: на границе базальтов и дайкового комплекса здесь обособляется мощная тектоническая зона. Маркирующая субгоризонтальный срыв, сформировавшийся в условиях очень высокого горизонтального сжимающего стресса при субмеридиональном сжатии верхней части литосферы.

Механизм формирования структур океанского дна в условиях субмеридионального сжатия. Выполненные исследования структур дна океанов Земли позволили выявить фундаментальную планетарную особенность, а именно: существование надвиговых структур, формирование которых обусловлено субмеридиональным сжатием, с движением масс с юга на север. Следовательно, динамический механизм, ответственный за их формирование, также является планетарным. Поэтому для объяснения образования рассмотренных тектонических феноменов мы предлагаем механизм полярного дрейфа и покачиваний большого (жидкого) ядра Земли относительно вязкоупругой и термодинамической изменяемой мантии Земли [1 и статья Ю.В. Баркина «Вынужденные колебания системы...», публикуемая в данном сборнике]. В первую очередь речь идет об относительных смещениях центров масс ядра и мантии и их геодинамических следствиях.

Данные о вариациях напряженных состояний Земли и ее радиальных деформаций недавно были подтверждены открытием явления медленного расширения Южного полушария Земли со средней скоростью около 1.5 мм/год. В качестве фундаментального явления здесь выступает вековой дрейф центра масс ядра относительно центра масс деформируемой и изменяемой мантии Земли. Было также показано, что практически все вековые планетарные процессы, наблюдаемые в современную эпоху на Земле – это динамические следствия векового тренда ядра со скоростью 2.6 см/год по направлению к северу, или, более точно, к географической точке с координатами 70° с.ш., 104° в.д. (район п-ова Таймыр).

Относительные смещения ядра мантии имеют вынужденный характер и обусловлены гравитационным воздействием Луны и Солнца, планет и других небесных тел, включая глобальное влияние поля Галактики и галактического движения всей Солнечной системы. При смещении ядра к северу меняется не только сила тяжести (радиальная составляющая силы гравитационного притяжения), но и ее тангенциальная (северная) составляющая. И в Южном и Северном полушариях Земли (при полярном дрейфе ядра с указанной выше скоростью) эта составляющая направлена вдоль меридиана к северу.

Под действием горизонтальной составляющей силы гравитационного притяжения все поверхностные массы как бы принуждаются смещаться к северу. Если подобная ситуация является доминирующей на длительных интервалах времени, то под действием гравитационного влияния смещающегося ядра могут формироваться геологические структуры, ориентированные по направлению юг – север. Заметим, что и континенты в определенной мере послушны гравитационному влиянию смещающегося ядра – в своей массе они обнаруживают тенденцию направленного перемещения в Северное полушарие.

Рассмотренные в работе планетарные тектонические и геодинамические процессы происходят синхронно и под «динамическую команду» единого механизма – дрейфа гравитирующего ядра.

Выводы. Таким образом, устанавливается явление субмеридионального сжатия литосферы Атлантического, Индийского и Тихого океанов, вектор которого направлен на север. Этот процесс не носит стационарного характера, но проявляет себя во времени дискретно, накладываясь на процессы аккреции океанической коры в зонах спрединга. Выявлено три основных этапа субмеридионального сжатия океанской литосферы: позднюрский – позднемиоценовый и современный. Главным образом, ответственным за существование субмеридиональной компоненты движения литосферных масс Атлантического, Индийского и Тихого океанов, является северный дрейф ядра Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00150.

Литература

1. Баркин Ю.В. Вековой полярный дрейф ядра в современную эпоху: геодинамические геофизические следствия и подтверждения // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 55-59 (Материалы ХLI Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с.
3. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы Тихого океана // Геотектоника. 2006. № 2. С. 36-46.

С.В. Рассказов¹, И.С. Чувашова¹, С.Б. Брандт¹

Роль высоко- и умеренно калиевого континентального магматизма в кайнозойских процессах конвергенции и рифтогенеза

Вещество мантийных глубин 120–300 км достоверно установлено в кимберлитах, внедрившихся в фанерозое до среднего эоцена (~45 млн лет назад). Со среднего же эоцена начали формироваться континентальные рифтовые системы: Восточно-Африканская, Циркум-Ордосская и Рейнская [5]. Пространственно связанный с рифтовыми системами мантийный магматизм часто разделен с магматизмом умеренно калиевого типа. Показательно в этом отношении развитие в позднем кайнозое натровой базальтоидной серии в Кенийском рифте, а калиевой – в Западном рифте Восточной Африки [1]. Между тем, натровая серия проявлена в провинции Рунгве, расположенной в южной части Западного рифта, а калиевая серия оказывается свойственной только его северной части, где рифтогенез развивается в древней кратонной литосфере. Подобным образом, калиевые породы (минетты и лампроиты) служили выражением активизации древней литосферы кратона Вайоминг и Плато Колорадо в процессе средне-позднекайнозойского рифтогенеза на Западе США [5, 6].

При совместном проявлении высоко- и умеренно калиевого магматизма серии с контрастными концентрациями калия пространственно разделены между собой при высокой щелочности с параллельным раз-

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

витием умеренно щелочной серии, характеризующейся промежуточными содержаниями калия. Примером такого разделения служат кайнозойские базальтоидные серии хребта Удокан северо-восточной части Байкальской рифтовой системы, где высокощелочной калиевый магматизм проявился на активизированном краю Алданского щита, а высокощелочной умеренно калиевый характеризовал развитие процессов плавления более молодой аккрецированной литосферы [4].

Литосферные источники внекратонного калиевого магматизма предполагаются для вулканических полей Удалианчи, Еркешан и Келуо в Северо-Восточном Китае. Источники относятся к уровню гранатовой фации 80–120 километрового основания литосферы [7]. Более глубокий внекратонный калиевый магматизм представлен в Центральной Монголии. Аргументом для отнесения вулканических пород к калиевой серии послужило присутствие в них мегакристаллов санидинов [3]. При изучении вулканических последовательностей Центральной Монголии нами выявлены циклические временные вариации калия щелочных базальтоидов. Умеренные и низкие содержания калия (до 1 мас. %) были свойственны лавам умеренно щелочного состава (щелочным оливиновым базальтам, трахибазальтам), а относительное возрастание концентрации калия (до 4.5 мас %) сопровождало переход к лавам высокощелочного состава (базанитам, фонобазанитам, фоидитам). Микроэлементное моделирование свидетельствует о действии механизма повышения щелочности со снижением степени частичного плавления мантии от 5 до 1.5 %.

Пространственно-временная эволюция кайнозойского магматизма Центральной Монголии согласуется с эволюцией магматизма Тибета и включает этап, сопровождавший Индо-Азиатскую коллизию 65–43 млн лет назад, и три этапа Индо-Азиатской постколлизийной конвергенции: 41–21, 20–10 и <10 млн лет назад [6]. Коллизия Индостана с южной окраиной Азии сопровождалась интенсивным растяжением ее восточной окраины при развитии на территории между этими краями умеренно и низкокалиевого базальтового магматизма. Распространение постколлизийных высококалиевых базальтовых извержений было обусловлено увеличением теплосодержания (и глубины) магмогенерирующей области в связи с начавшимся сокращением коры и подстилающей мантии до глубины 200 км между Индийским индентером и Сибирским кратоном.

Вследствие распространения Индо-Азиатской конвергенции в Центральную Монголию, высококалиевый базальтовый магматизм проявился в тангенциальной (субмеридиональной) зоне с последовательной миграцией к северу в интервале последних 41 млн лет со средней скоростью порядка 1 см·год⁻¹. Эпизодическое растяжение литосферы восточ-

ной окраины Азии выразилось в импульсной активизации высококалийного рифтового магматизма во временных интервалах 15.5–14.2 и <7.5 млн лет назад с заложением Центрально-Монгольской рифтовой зоны, развивавшейся одновременной с Байкальской рифтовой зоной. Общее развитие магматизма заключалось в смене конвергентных выплавок чередующимися конвергентными и рифтовыми с финальными выплавками, формировавшимися в условиях постколлизии конвергентного надслэбового обогащения мантийных источников. Аномальный современный разогрев территории Центральной Монголии обусловлен суммарным тепловым эффектом конвергенции и рифтогенеза.

Высококалийные базальтовые магмы формировались в результате тектонических импульсов Индо-Азиатской конвергенции, обеспечивших высокое теплосодержание в мантийных источниках, достаточное для плавления непосредственно выше основания конвектирующей системы глубинного уровня ~210–200 км, а умеренно калиевые базальтовые расплавы появлялись в случае относительного снижения теплосодержания магматического материала и его адиабатического подъема на менее глубинный уровень 80–120 км. Во временном интервале 41–21 млн лет назад конвергентные процессы были выражены первые 10 млн лет глубинными высококалийными выплавками, а последующие 10 млн лет – малоглубинными умеренно калиевыми. Во временном интервале последних 25–20 млн лет малоглубинный умеренно калиевый магматизм имел среднюю продолжительность на вулканических полях 7.0–7.5 млн лет, а глубинный высококалийный был ограничен более короткими эпизодами. Самый длительный интервал конвергентного высококалийного магматизма с 15.6 до 11.0 млн лет назад сопровождал начало рифтогенного магматизма. После структурной перестройки магматической системы около 10 млн лет назад конвергентные и рифтовые базальты чередовались с квазипериодичностью 2.5 млн лет. В последние 2–4 млн лет, когда проявилась активность мантийных источников с их постколлизийным конвергентным надслэбовым обогащением, повторяемость магматических событий составляла 0.3–0.7 млн лет.

Полученные авторами данные свидетельствуют о том, что в последние 45 млн лет высококалийный магматизм, по крайней мере, частично, был производным глубинного уровня зарождения кимберлитов. Глубинность калиевого магматического материала Центральной Монголии подтверждается находками алмазов на плейстоценовом вулкане Шаварын-Царам [2].

Финансирование проекта НК–367П/1 ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы» и Фонда поддержки отечественной науки.

Литература

1. Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 3. М.: Наука, 1974. 288 с.
2. Каминский Ф.В. Гранатовые щелочные базальтоиды района Шаварын Царам (МНР) и условия их образования // Геология и геофизика. 1980. № 3. С. 23–35.
3. Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
4. Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л. и др. Развитие магматизма на северо-востоке Байкальской рифтовой системы // Петрология. 1997. Т. 5, № 2. С. 115–136.
5. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С. и др. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. 268 с.
6. Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer–Dordrecht–Heidelberg–London–New York: Springer Science+Business Media B.V., 2010. 316 p. doi 10.1007/978-90-481-2999-7
7. Zou H., Reid M.R., Liu Y. et al. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U–Th disequilibrium data // Chem. Geol. 2003. Vol. 200. P. 189–201.

Ю.Л. Ребецкий¹

Роль гравитационного напряженного состояния в генезисе трещиноватости осадочных пород коры

Гравитационное напряженное состояние является исходным состоянием, на фоне которого через соответствующие им разрывные структуры проявляются дополнительные напряжения, вызванные действием других факторов: движением литосферных плит, неоднородностью температуры, лунно-солнечными приливами, планетарным вращением и др. В геодинамике после работ А. Нейм укоренилось представление о том, что массовые силы создают лишь одинаковое во все стороны (всестороннее) литостатическое давление, а небольшие девиаторные напряжения возникают из-за неоднородности плотности. Считается, что вязкое и пластическое течение за длительные времена обеспечивает релаксацию девиаторных напряжений, вызванных действием массовых сил.

Между тем, если мы ознакомимся с работами горняков, рассчитывающих устойчивость подземных выработок на глубинах в первые километры, то увидим, что в их исследованиях отправной точкой являются публикации академика А.Н. Динника, в которых эти напряжения оцениваются на основе упругого поведения горных массивов в верхних слоях

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

коры, что подтверждается широким представительством соответствующих результатов измерений методами прямой оценки природных напряжений – *in situ* методы. В рамках такого подхода вертикальные напряжения равны весу столба горных пород, а горизонтальное сжатие всегда меньше и для пород с упругим коэффициентом Пуассона, равным 0.25, составляет $\frac{1}{3}$ от литостатики. В этих работах определенное повышение уровня горизонтального сжатия (*in situ* измерения) связывают как хрупкопластическим поведением пород, так и с тектоническими напряжениями, вызываемыми движениями литосферных плит.

Если считать, что после первичного литогенеза осадочных пород (первые десятки – сотни тысячи лет) их предел упругости и прочность повысились соответственно до первых десятков килобар и первых десятков бар (упругость и прочность обожженной глины), то можно ожидать, что они сохраняют на минеральном уровне упругое состояние, если находятся на глубинах в первые сотни метров. Это связано с тем, что для упругой стадии деформирования горных пород под действием собственного веса уровень девиаторных напряжений на этих глубинах (15–40 бар) будет в несколько раз ниже предела упругости. При таком низком уровне соотношения между девиаторными напряжениями и пределом упругости механизмом вязкой релаксации этих напряжений будет являться диффузия вакансий и атомов, которая определяет характерное время снижения девиаторных напряжений в $e=2.87$ раз – время релаксации в первые сотни миллионов лет. Другие механизмы вязкой релаксации напряжений, имеющие значительно большие скорости диссипации упругой энергии (время релаксации: первые тысячи – десятки тысяч лет) – дислокационный, рекристаллизационный – при таком соотношении девиаторных напряжений и предела упругости практически не действуют и не дают значительный вклад в общее вязкое течение пород. Такое положение обусловлено тем фактом, что именно достижение девиаторными напряжениями предела упругости (предела текучести) определяет смену ведущего механизма вязкой релаксации и резкое, на порядки, увеличение текучести пород (рис. 1).

Дальнейшее накопление осадков приводит к опусканию рассмотренных выше пород на большие глубины. Они продолжают уплотняться (на межзерновом уровне) и упрочняться. При этом их предел упругости также возрастает, оставаясь все время большим предела хрупкой прочности. Здесь также механизмы дислокационной и рекристаллизационной ползучести практически не действуют.

Следует заметить, что уровень девиаторных напряжений гравитационного напряженного состояния уже на глубинах порядка 500–1000 м повышается до 40–90 бар, что при наличии в микротрещинном и поро-

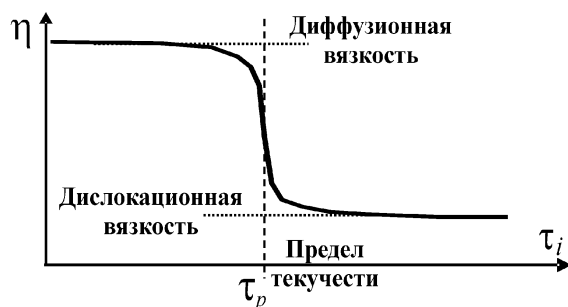


Рис. 1. Падение вязкости вблизи предела текучести горных пород: схема по результатам исследований вязкости влажной глины по экспериментам Д.Н. Осокиной

вом пространстве пород флюида может приводить к формированию хрупких сдвиговых трещин. Возникающие системы трещин обеспечивают квазипластическую релаксацию девиаторных напряжений и формирование в породах трещинного течения, подобного на соответствующих масштабах осреднения пластическому течению. Морфология этих трещин отвечает сбросовому кинематическому типу разрывообразования, поскольку гравитационному напряженному состоянию соответствует геодинамический режим горизонтального растяжения. Вид тензора гравитационных напряжений, близкий к одноосному сжатию (максимальное сжатие субвертикально), определяет формирование в породах конусов и пирамид трещиноватости с падениями их плоскостей, варьирующимися от $10\text{--}15^\circ$ (коэффициент внутреннего трения $k = \operatorname{tg}\gamma > 0.58$ при $\gamma > 30^\circ$) для слабосцементированных пород, находящихся при небольшом уровне всестороннего сжатия (глубины в первые сотни метров), до $30\text{--}35^\circ$ (коэффициент внутреннего трения $k = \operatorname{tg}\gamma < 0.3$ при $\gamma < 15^\circ$) для скальных пород на достаточно больших глубинах (рис. 2). Подобная трещиноватость начинает формироваться в глубине и распространяется в верхние слои осадков, используя поверхности пониженной прочности, сформировавшиеся в процессе диагенеза. В силу этого у поверхности трещиноватость может становится практически субвертикальной.

На самом деле термин «горизонтальное растяжение» неточно отражает физическую суть механизма трещинной релаксации девиаторных напряжений при чисто гравитационном напряженном состоянии. За счет множества сбросовых трещин происходит уплотнение горных пород в условиях бокового стеснения [2]. Это боковое стеснение обеспечивают такие

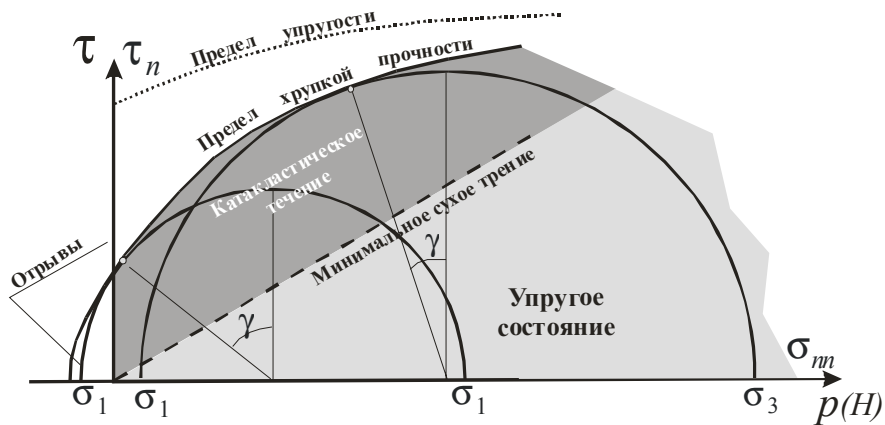


Рис. 2. Изменение угла скалывания γ горных пород в зависимости от уровня напряжений

же соседние породы, которые также испытывают трещинное уплотнение. Суммарные упругие и остаточные неупругие деформации пород в горизонтальном направлении практически нулевые. Данный механизм правильнее именовать *гравитационное (вертикальное) уплотнение*.

Таким образом, еще до возникновения дополнительных напряжений, вызванных другими геодинамическими факторами, в осадочных слабо- и среднесцементированных горных породах, а также в породах, упрочненных до квазискального состояния, возникает широкодисперсионная сетка трещин и разрывов, которая может быть упорядочена планетарным воздействием от приливных сил или сил, связанных с вращением планеты. Напряжения от таких воздействий малы (менее десятых долей бар), но они могут создать условия для преимущественного развития какой-либо одной или нескольких систем трещин, искажая конусную структуру разрушения от чистого гравитационного напряженного состояния.

Уже на эту трещиноватость осадочных пород накладываются свой отпечаток напряженные состояния, формирующиеся за счет движения по разломам кристаллического фундамента. В случае формирования над таким разломом зоны горизонтального сдвига здесь у поверхности должны формироваться сопряженные системы сколов Риделя, которые с глубиной могут трансформироваться в сбросо-сдвиги и сбросы [1, 2] (рис. 3). Эта трансформация связана с уровнем девиаторных напряжений, оставшихся в наследство от гравитационного напряженного состояния (не полностью релаксировавших в процессе гравитационного уплотнения).

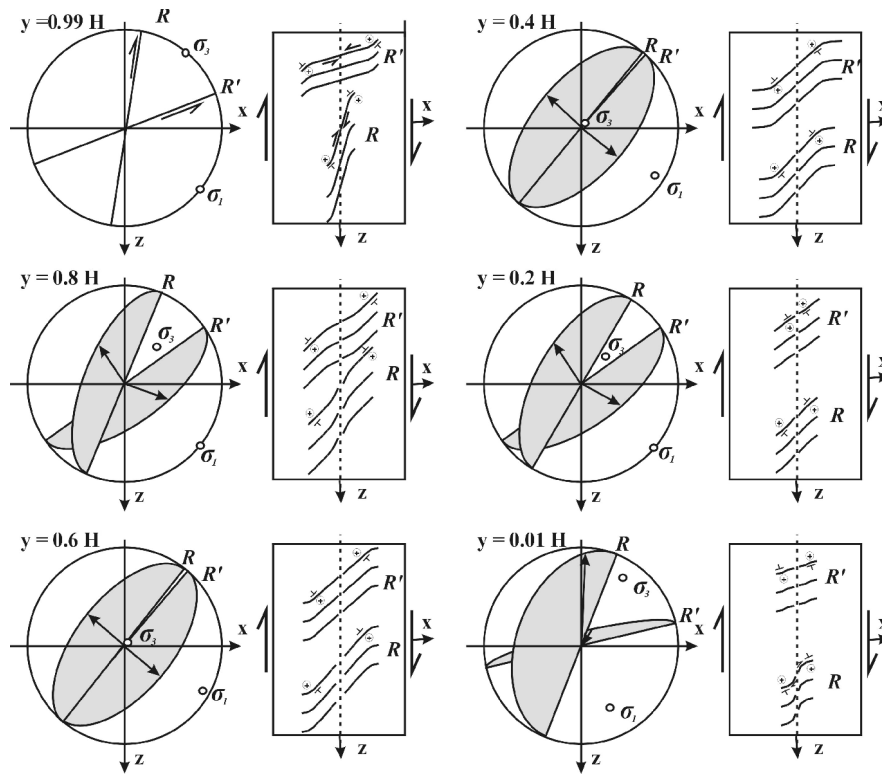


Рис. 3. Ориентация главных напряжений и площадок скальвания вблизи оси сдвига ($x = 0.1 H$) для разных глубин в проекциях на нижнюю полусферу и прогноз изменения положения простирания плоскостей сколов на удалении от оси сдвига (поднятое крыло скола обозначено $+$, а направление погружения плоскости $- \perp$) для суммарного напряженного состояния от действия массовых сил и горизонтального движения блоков основания

Работа поддержана РФФИ (проекты №№ 09-05-01022 а, 09-05-00687 а, 09-05-12064 оф).

Литература

1. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука. 2007. 406 с.
2. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физ. мезомеханика. 2008. Т 1, № 11. С. 66–73.

3. Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А. Тектонофизическое моделирование структур сдвига // Проблемы тектонофизики: К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 103–140.

Я.А. Рихтер¹

К вопросу о глубинном строении и природе кряжа Карпинского

В настоящее время общепризнано, что кряж Карпинского (КК) – важнейшая структурная граница на юге Восточно-Европейской платформы – представляет собой погребенный складчатый пояс позднегерцинского возраста, надвинутый на эту платформу со стороны Скифской плиты. Существуют различные точки зрения на природу этого важнейшего структурного элемента. Наиболее популярной из них является гипотеза о рифтогенной природе кряжа, включаемого вместе с Донбассом в так называемую Сарматско-Туаркырскую рифтовую систему [1]. Ниже предлагается иной подход к решению проблемы.

Как показали геолого-геофизические исследования последнего времени, строение земной коры юго-восточной части Восточно-Европейской платформы обнаруживает значительно большую степень неоднородности и гетерогенности. Выяснено, что КК, представлявший ранее как валообразная краевая «рубцовая» структура вдоль глубинного разлома, разделяющего Восточно-Европейскую и молодую Скифскую платформы, сложен пакетом тектонических покровов, перемещенных с юга на окраину платформы от района г. Котельниково, вдоль системы Северо-Донецкого надвига, к восток-юго-востоку, за Ергенями и до устья Волги – на структуры Прикаспийской впадины, от ее западной бортовой зоны и Сарпинского прогиба до Астраханского свода.

В строении кряжа участвуют аллохтонный комплекс, состоящий из сильно дислоцированных терригенных пород среднекаменноугольно-раннепермского возраста, и слабо деформированный автохтонный комплекс, представленный преимущественно карбонатными ранне-среднекаменноугольными (включая раннебашкирские) образованиями. Погребенная под мезозойско-кайнозойским неоавтохтоном поверхность складчатого палеозоя, по данным бурения и геофизических работ, образует систему валов и погружений между ними общего субширотного простирания. Внутреннее строение этих валов и прогибов пока еще не-

¹ Саратовский государственный университет (СГУ), Саратов, Россия

достаточно изучено, но в целом эти данные позволяют говорить о их складчато-надвигово-взбросовой структуре. Структурные карты поверхности палеозоя свидетельствуют о значительных амплитудах глубин (от $-2.5-3.0$ км до $-1.2-1.5$ км), а также об асимметрии валов и прогибов в их поперечном сечении, что позволяет судить о преимущественно северной вергентности надвиговых зон.

Внутреннее строение кряжа наиболее отчетливо предстает в поперечном сечении вдоль линии Астрахань–Каспийский–Нефтекумск, где с севера на юг на уровне структурных поверхностей мезозоя и кровли палеозоя выделяются: Полдневский вал, Семеновский прогиб, Цубукско-Промысловский вал, Джанайский прогиб и Каспийско-Камышанская структурная ступень. Последняя структура граничит по сбросам с Чограйским грабеном, входящим в систему крупного Восточно-Манычского прогиба, опоясывающего с юга КК. В целом складчато-покровное сооружение КК маскирует зону сочленения Скифской плиты и Прикаспийской впадины, поэтому глубинное строение этой зоны было слабо изучено. До недавнего времени в распоряжении геологов были сейсмические временные разрезы (ГСЗ, МОГТ) с глубиной регистрации записи до 4–5 с. И лишь в последнее десятилетие прошлого века здесь стали применяться современные технологии сейсмического профилирования МОГТ с регистрацией записи до 10–20 с, что позволило осветить строение земной коры и верхней мантии до глубин 40–60 км. Они доставили чрезвычайно интересные данные, совершенно по-иному раскрывающие глубинное строение переходной зоны.

На глубинах от 5.6–6.0 с до 10–12 с и глубже, иногда вплоть до раздела Мохо, выделяется интенсивный волновой пакет, характеризующийся высокой плотностью субгоризонтальных и наклонных непротяженных площадок отражений. Это соответствует глубинам от 12–14 до 25–28 км, т. е. так называемой консолидированной земной коре в понимании геофизиков. По данным преломленных волн, верхняя граница этого волнового пакета характеризуется граничной скоростью $V_T = 6.8-7.0$ км/с (на глубине 10 км), где она приближается к поверхности фундамента, имеющей на соседних участках V_T не более 6.1–6.3 км/с. Это несоответствие вместе с явно наклонным расположением площадок отражений, ориентированных по падению в целом в южном направлении, может указывать на глубинные крупномасштабные дислокации в нижней коре. Основной тип дислокаций – глубинные субгоризонтальные срывы, затем деформированные при образовании крутых взбросов.

Вполне возможно присутствие здесь волновода, т.е. зоны пониженных скоростей, характерной для области тектонического расслоения и глубинного срыва, сопровождающихся разуплотнением вещества зем-

ной коры. О возможном участии разуплотнения на уровне волнового пакета косвенно свидетельствуют данные электроразведки, показавшего под КК повышенную электропроводность пород. Возможно, этот эффект обязан возросшей объемной трещиноватости и флюидонасыщенности пород в зоне субгоризонтальных срывов и дифференциальных смещений вдоль них.

Над зоной сопряжения кряжа и Прикаспийской впадины зафиксирована интенсивная гравияномалия (до +25–30 мГал, в редукции Буге), наблюдаемая величина которой существенно больше расчетной, учитывающей только повышенную мощность осадочного чехла. В пределах восточного блока кряжа (Промысловского) эта аномалия охватывает территорию от Каракульского прогиба (в краевой части Прикаспийской впадины) на севере до Промыслско-Цубукского вала на юге, т. е. всю северную часть кряжа. Вторая аномалия силы тяжести установлена в акватории Северного Каспия на подводном продолжении КК (до +25–35 мГал). Выявленным аномалиям силы тяжести в целом соответствуют положительные аномалии магнитного поля T_a (до 100–300 нТл). Эти данные свидетельствуют о присутствии на глубине под КК высокоплотных магнитоактивных масс. Источником этих аномалий могут быть высокоплотные породы, скорее всего соответствующие базальтам и образующие мощную толщу до 4–5 км на глубине не менее 8–10 км, что может быть косвенным подтверждением предполагаемого нами присутствия пород, принадлежащих базальтовому слою субокеанической коры Прикаспийской впадины [2].

На границе земной коры и мантии под КК выделяется переходный слой «коромантийной смеси», образующий ступень высотой до 8–10 км и отсутствующий в донбасской части Днепровско-Донецкого авлакогена. Подобный «слой» характерен для складчатых поясов аккреционно-коллизийной природы и мог возникнуть в результате коллизии со Скифской плитой. В целом поверхность раздела Мохо, как следует из данных исследований МОГТ вдоль региональных субмеридионально ориентированных профилей (Астраханская и Волгоградская ГЭ НВ НИИГиГ, а позднее также ЗАО «Заприкаспийгеофизика»), обнаруживает заметное понижение с севера на юг с глубины 36–38 км под Сарпинским прогибом Прикаспийской впадины до 41–42 км под центральной частью КК южнее г.Элисты и под Промыслско-Цубукским валом. При этом западнее линии г.Котельниково – г. Ставрополь на продолжении кряжа подобной картины не наблюдается, так как нет разницы в глубинах залегания этой границы под кряжем и по обе его стороны – под прилегающими частями Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты.(около 42–44 км).

Еще более показательна морфология поверхности консолидированной коры – кристаллического фундамента южного склона Воронежской антеклизы Восточно-Европейской платформы, условного допалеозойского фундамента Прикаспийской впадины и Скифской эпигерцинской плиты, а также в пределах зоны их сочленения, представленной в мезозойско-кайнозойском этаже КК. Здесь отчетливо прослеживается к востоку от линии Котельниково–Ставрополь общее погружение этой поверхности под КК на юг, в сторону Скифской плиты. Это погружение составляет не менее 10 км на расстоянии 80–100 км, достигая глубины порядка 18–20 км в районе г. Элисты. Совершенно иначе обстоит дело к западу от линии Котельниково–Ставрополь, где в полосе Днепроовско-Донецкого авлакогена глубина залегания поверхности консолидированной коры не превышает 14 км и обычно составляет около 8–10 км. Таким образом, в поперечном сечении КК и в целом его земной коры устанавливается четкая асимметрия, вызванная деформациями бокового сжатия. Различия в положении сейсмических границ в земной коре и верхней мантии в продольном сечении кряжа обусловлены принадлежностью западной его части к системе Днепроовско-Донецкого авлакогена, а центральной и восточной части – к зоне сочленения Скифской плиты и Прикаспийской впадины. Предполагаемая зона глубинного поддвига могла возникнуть в ходе столкновения двигавшегося на север орогена Скифской плиты с субокеанической плитой Прикаспийской впадины, уже загруженной мощным осадочным комплексом докунгурского возраста. Позднее коллизия привела к появлению в нижней коре глубинных взбросов, осложнивших пологий подвиг, а в верхней коре – к развитию системы надвигов, краевая северная часть которых образовала дислокации КК.

Рассмотренный пример иллюстрирует, как представляется автору, неизвестный еще вариант коллизии – при столкновении кратонов и молодых, еще формирующихся орогенов с субокеаническими плитами (микроплитами), загруженными мощными толщами осадков – так называемыми «глубокими осадочными бассейнами». На их стыке в основании земной коры и в верхней мантии при этом должна сохраниться глубинная структура, возможно, соответствующая зоне палеосубдукции, полого наклоненной на юг, под Скифскую плиту. Развитие здесь идеи могут оказаться полезными при оценке перспектив нефтегазоносности и прогнозирования ресурсов УВ в автохтонных комплексах под зонами надвигов в пределах сочленения Скифской плиты и Прикаспийской впадины, а также в прилегающих районах ее внутренней прибортовой зоны.

Литература

1. Волож Ю.А., Антипов Н.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А. Строение края Карпинского // Геотектоника. 1999. №1. С. 28–43.
2. Рихтер Я.А. Очерки региональной геодинамики Прикаспийской впадины и ее обрамления. Саратов. Научная книга, 2003. 86 с.

Е.А. Рогожин¹, А.В. Горбатиков¹

Поверхностное и глубинное строение Теплостанского грабена Московского авлакогена в юго-западной части Москвы

Известно, что в южной части Москвы располагается Теплостанский грабен Московского (Подмосковного) авлакогена [1]. Проведенные работы по изучению особенностей современного рельефа юго-западного (ЮЗ) сектора Москвы позволили выделить блоки коры разного размера и разделяющие их разломные зоны разной протяженности [4, 5]. На территории ЮЗ сектора закартированы следующие крупные новейшие блоки: возвышенности с устойчивой тенденцией к поднятию с обобщенными абсолютными высотами: 1 – более 200 м; 2 – 180–200 м; 3 – 160–180 м. Выделяются также пониженные участки поверхности с устойчивой тенденцией к относительному прогибанию с обобщенными высотами: 4 – 140–160 м; 5 – 120–140 м; 6 – менее 120 м. Крупнейшими приподнятыми блоками ЮЗ сектора города являются Теплостанский, Наро-Фоминский и Кунцевский. Относительно опущенные блоки – Москворецкий и Филевский. Эти блоки с разным уровнем вертикальных новейших движений разделены линеamentными системами, частично отождествляемыми с зонами активных новейших разломов.

На территории ЮЗ сектора Москвы геофизическими, геологическими и дистанционными методами выделены следующие глубинные разломы широтного простирания, обрамляющие и осложняющие Теплостанский грабен.

Павлово-Посадский разлом (северная ветвь) субширотного простирания трассируется в центральной части города. Положение разлома обосновывается результатами геофизических исследований методом МОВЗ [6] Разлом разделяет северную и южную ступени Красногорского горста, различающиеся по глубине залегания фундамента на 100 м

¹ Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

(опущено южное крыло). По результатам дешифрирования дистанционных данных в зоне разлома на поверхности выявлен близширотный линейный элемент. Таким образом, северная ветвь Павлово-Посадского разлома демонстрирует активность на новейшем этапе развития.

Павлово-Посадский (южная ветвь) разлом субширотного простирания трассируется в центральной части города. Положение разлома обосновывается результатами геофизических исследований методом МОВЗ [1, 6], а также бурения [2]. По геологическим данным отмечается небольшое смещение поверхности фундамента и терригенных горизонтов девона в чехле [2]. По результатам дешифрирования дистанционных данных в зоне разлома на поверхности выявлен близширотный линейный элемент. По данным геоморфологических наблюдений, с разломом связан фрагментарно выраженный уступ на поверхности высотой до 50 м, а также линейно вытянутая в запад-юго-западном направлении долина р.Сегунь (Филевский опущенный блок). Таким образом, южная ветвь Павлово-Посадского разлома демонстрирует активность на новейшем этапе развития. С зонами южной и северной ветвей Павлово-Посадского разлома связана широкая (до 15 км) полоса высокой и умеренной закарстованности карбонатных пород палеозоя [4, 5].

Раменский разлом субширотного простирания трассируется в южной части города. Положение разлома обосновывается результатами геофизических исследований методом МОВЗ [2, 6], а также бурения [2, Битцевская скважина]. По геологическим данным отмечается небольшое смещение поверхности фундамента и терригенных слоев рифея и венда в нижних горизонтах чехла – в комплексе выполнения Теплостанского грабена [2]. По результатам дешифрирования дистанционных данных в зоне разлома на поверхности выявлен близширотный линейный элемент [3–5]. К югу от зоны разлома располагается самая приподнятая часть города – Теплостанская возвышенность. Таким образом, Раменский разлом демонстрирует активность на новейшем этапе развития. С зоной этого разлома связана широкая (до 5–7 км) полоса умеренной закарстованности карбонатных пород чехла [5].

Бутовский разлом субширотного простирания трассируется к югу от МКАД в районе Бутово. Положение разлома обосновывается результатами бурения [2]. По геологическим данным отмечается существенное смещение поверхности фундамента и терригенных слоев рифея и венда в нижних горизонтах чехла – в южном крыле комплекса выполнения Теплостанского грабена [2]. По результатам дешифрирования дистанционных данных в зоне разлома на поверхности выявлен близширотный линейный элемент. По данным геоморфологических наблюдений, с разломом связан фрагментарно выраженный уступ на поверхности высотой до

50 м. Зона разлома обрамляет с юга Теплостанскую возвышенность. Таким образом, Раменский разлом демонстрирует активность на новейшем этапе развития.

Для изучения глубинного строения Теплостанского грабена применен недавно разработанный метод микросейсмического зондирования [7], основанный на том, что неоднородности земной коры искажают спектр низкочастотного микросейсмического поля в своей окрестности, а именно: на поверхности Земли над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды определенной частоты f уменьшаются, а над низкоскоростными неоднородностями возрастают. Частота f связана с глубиной залегания неоднородности H и скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ соотношением $H = \sim 0.4 V_R(f) / f$. Метод реализуется в обоснованном допущении, что вертикальная компонента микросейсмического поля определяется преимущественным вкладом фундаментальных мод Рэлея. Горизонтальное разрешение метода оценивается величиной $\sim 5\%$ от длины зондирующей волны, или соответственно $\sim 10\%$ от глубины залегания неоднородности. Вертикальное разрешение оценивается как $\sim 20\%$ от глубины залегания.

Разработана и протестирована в модельных расчетах и применена в экспериментальных исследованиях в Московском регионе технология, реализующая данный метод и позволяющая определять глубинную структуру сложных геологических объектов на базе использования фонового микросейсмического поля. Измерения методом микросейсмического зондирования в западной части г.Москвы проводились по профилю длиной около 35 км, который содержал 36 измерительных пунктов. Расстояние между пунктами составляло около 1 км. Профиль ориентирован в северо-западном направлении и расположен к юго-западу от МКАД. Почти половина измерительных пунктов находилась в пределах населенной городской территории вблизи автодорог. Тем не менее, удалось провести измерения и обработать полученные микросейсмические записи.

На составленном вдоль профиля разрезе выражены зоны разломов, обрамляющие грабен с юга (Бутовский) и с севера (Павлово-Посадский). Зона Павлово-Посадских разломов (северной и южной ветвей) в разрезе выглядит единой широкой вертикальной полосой (шириной более 7 км), проникающей в недра до глубины 25 км. Бутовский разлом прослеживается в качестве узкого низкоскоростного кармана до глубин 10 км. Реутовский разлом выражен на построенном разрезе слабо. Хорошо проявлено положение поверхности кристаллического фундамента в пределах грабена (на глубине около 5 км) и на обрамляющих его приподнятых блоках (на глубине до 2 км). Выявлены низкоскоростные горизонты рифей-вендского комплекса пород, выполняющих грабен на глубинах от

2 до 5 км, а также разрез низкоскоростных слоев палеозойского и мезозойского чехла, перекрывающего грабен на глубинах от 1–2 км до поверхности. В составе фундамента грабен до глубин 15 км подстилается высокоскоростным материалом, не выходящим в соседние приподнятые блоки. Глубже (до 60 км) в большей северной части грабена располагается низкоскоростной блок литосферы, а в южной (под зоной Бутовского разлома) – высокоскоростной. Таким образом, Теплостанский грабен имеет корни, вертикально прослеживающиеся сквозь всю земную кору и проникающие в верхнюю мантию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №08-05-00103-а).

Литература

1. Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 5. С. 6–17.
2. Кузьменко Ю.Т. Тектоника осадочного чехла и кристаллического основания района Москвы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 4. С. 10–18.
3. Макаров В.И., Бабак В.И., Несмеянов С.А. Новейшая тектоническая структура и рельеф Москвы // Уникальные и специальные технологии в строительстве. Информ. сб. 2006. № 1 (4). С. 46–55.
4. Москва: геология и город / Ред. В.И. Осипов и др. М.: АО «Московские учебники и Картолитография», 1997. 400 с.
5. Осипов В.И., Кутепов В.М., Макаров В.И. Геологические условия градостроительного развития Москвы // Уникальные и специальные технологии в строительстве. Информ. сб. 2006. № 1 (4). С. 10–22.
6. Померанцева И.В., Солодилов Л.Н. Влияние техногенной деятельности человека на вынужденную сейсмичность. // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 207–219.
7. Рогожин Е. А., Харазова Ю. В., Горбатиков А. В., Степанова М. Ю., Шанов С., Митев А. Строение и современная активность Интрамизийского разлома в северо-восточной Болгарии по комплексу новых геолого-геофизических методов // Физика Земли. 2009. №9. С. 15–23.

Отражение изменчивости флюидного режима с глубиной в характере сейсмичности

Согласно существующим представлениям, сеймотектонические процессы в значительной степени связаны с флюидным режимом земных недр, обуславливаясь резким уменьшением прочности пород в присутствии флюида. Характер флюидного режима обуславливается при этом не только концентрацией флюида, но и величинами смачивания породы флюидом и структурой порового пространства. В работе [9] продемонстрирована низкая смачиваемость породы водным и углеводородным флюидом в равновесных условиях, в [7] оцениваются эффекты изменения физических свойств горной породы при различных концентрациях флюида и разной смачиваемости. В монографии и публикациях [4, 8 и др.] описан комплекс ожидаемых изменений характера взаимодействия флюид–порода в связи с твердотельными метаморфическими превращениями вещества литосферы. Многие из особенностей режима глубинного флюида остаются, однако, непонятными. В частности, неясна природа выявляемых резких вариаций проницаемости и подвижности глубинного флюида. Так, например, Э.Редер пишет ([3], с.191): «Подвижность метаморфических флюидов представляет для нас парадокс. Если в одних сериях метаморфических пород наблюдаются многочисленные доказательства быстрого движения флюидов, то в других обнаруживаются доказательства почти полного отсутствия их миграции в течение миллионов лет».

С физической точки зрения наиболее понятен вопрос о характере изменения режима водного флюида с глубиной в связи с ростом всестороннего давления. Эти вопросы детально рассмотрены в работах [1, 2, 6 и др.], где были развиты представления о прогрессирующей дегидратации горных пород с глубиной, существовании слоя-отделителя на глубинах около 10 км и о практической сухости земной коры ниже границы М.

Следует ожидать, что особенности взаимодействия флюид–порода должны проявляться в характере сейсмического режима. Установлено, что землетрясения областей современного вулканизма и активной гидротермальной деятельности характеризуются относительно меньшими значениями кажущихся и сброшенных напряжений и большими значе-

¹ Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики (МИТГП) РАН, Москва, Россия

² Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия

ниями наклона графика повторяемости. Но этим, по-видимому, и ограничиваются сейсмические свидетельства в пользу важной роли флюидного режима в сейсмическом режиме. Даже относительно более простые аспекты изменения концентрации флюида и характера взаимодействия флюид–порода с глубиной не имели до недавнего времени надежно установленных соответствий в характере сейсмического режима. Настоящая работа призвана до некоторой степени восполнить этот пробел.

Для работы использовался мировой Гарвардский каталог сейсмических моментов. Анализировались (подробно методика описана в [5]) изменчивость с глубиной величины наклона графика повторяемости землетрясений, значения кажущихся напряжений σ_a , различия глубины ΔH и времени событий Δt по данным о первых вступлениях и по результатам определения сейсмического момента, отношения магнитуд m_b/m_w , плотность числа событий ρ . Время и глубина гипоцентра характеризуют начало вспарывания очага; время и глубина землетрясения по решению сейсмического момента отвечают «центру тяжести» процесса излучения сейсмических волн. Отсюда видно, что время запаздывания Δt характеризует полупродолжительность землетрясения, а разница значений глубины события ΔH характеризует полупротяженность очага по глубине и направление процесса вспарывания (вверх или вниз). Параметр m_b/m_w характеризует относительное развитие в очаге высокочастотных колебаний (используемых при определении магнитуды m_b) и низкочастотных, используемых для определения сейсмического момента M и моментной магнитуды m_w .

Учитывая постановку задачи – исследование зависимости характера сейсмичности от глубины, – все землетрясения были рассортированы в порядке увеличения их глубины, где под глубиной H понимается среднее между значением глубины, определенным по первым вступлениям и из решения сейсмического момента. Большинству коровых землетрясений в Гарвардском каталоге приписано одно из трех типичных значений глубины. Для случая расчета значений сейсмического момента такими аномально часто повторяющимися значениями глубины являются 10, 15 и 33 км. При определении глубины гипоцентра – это глубины 10 и 33 км. Аномально большое число событий с такими значениями глубины означает, что данной глубине приписаны землетрясения с относительно хуже определенными параметрами очага, не только события, отвечающие данной глубине, но и с близкими значениями глубины. В зависимости от характера исследуемого параметра такие события исключались или не исключались из рассмотрения.

Далее сравниваются средние значения различных параметров для групп близких по глубине землетрясений.

Уже сопоставление средних (приведенных к близким глубинам) значений сейсмических параметров для континентальных землетрясений и для событий зон срединно-океанических хребтов выявляет значимое их различие. Землетрясения зон СОХ отличаются меньшими значениями кажущихся напряжений и отношения m_b/m_w и большей длительностью сейсмического процесса. При этом для континентальных землетрясений несколько более характерно развитие очага вверх, а для событий зон СОХ подавляющее число разрывов развивается в направлении увеличения глубины. Такое различие может интерпретироваться как указание на большую роль флюидной компоненты в очагах землетрясений зон СОХ (представленного здесь преимущественно расплавом), а также как указание на различие состава флюида (преимущественно расплав в зонах СОХ и жидко-газовый флюид в очагах континентальных землетрясений).

Для континентальных коровых землетрясений выявляется заметное различие средних значений параметров для очагов развивающихся вверх (глубина по решению сейсмического момента меньше глубины гипоцентра) и вниз. Величины кажущихся напряжений, отношения m_b/m_w и полупродолжительности событий оказываются (в среднем) заметно меньшими для землетрясений с развитием процесса испаривания вверх (что может обуславливаться наличием в очаговой области легкого флюида, прорывающегося в область меньших давлений и стимулирующего развитие очага в этом направлении).

Обращает на себя внимание и распределение континентальных землетрясений с тенденцией развития очага вверх и вниз по глубине. Диапазону наименьших глубин – менее 10–15 км почти исключительно отвечают события с тенденцией развития очага вниз. Однако это заключение может являться артефактом, так как в Гарвардском каталоге просто отсутствуют землетрясения с глубиной сейсмического момента менее 10 км (что связано с методикой определения). На глубинах же от 10–12 до 30–35 км резко доминируют события с тенденцией развития очага в направлении к поверхности. Такая закономерность может объясняться развитием в этом диапазоне глубин интенсивных процессов дегидратации, при этом содержание воды в породах резко уменьшается, а выделившийся флюид отжимается к поверхности.

Отметим, что аналогичные, но несколько слабее выраженные тенденции различия параметров очагов, развивающихся вверх или вниз, наблюдаются и для более глубоких землетрясений. Тем самым полученные данные свидетельствуют, что наличие флюидной компоненты низкой плотности характерно не только для коровых землетрясений, но и для событий, реализующихся на глубинах 30–100 км и даже (в меньшей степени) для глубоких землетрясений.

Подводя итог, заключаем, что полученные данные свидетельствуют в пользу присутствия флюида малой плотности во всем диапазоне глубин сейсмоактивных областей тектоносферы. Наиболее сильно такое воздействие флюида проявляется в интервале глубин интенсивного развития дегидратации в земной коре и в интервале глубин предположительного развития реакции десерпентинизации в погружающихся литосферных плитах на глубинах около 100–200 км [5].

Работа была поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, проекты №№ 08-05-90448-Укр_а и 09-05-92655 и Программой поддержки ведущих научных школ России (грант НШ-799.2008.5).

Литература

1. *Иванов С.Н.* Отделитель (о природе и значении геофизической границы K_1) // Докл АН СССР. 1990. Т. 311, №2. С. 428–431.
2. *Николаевский В.Н.* Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения // Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133–215.
3. *Редер Э.* Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 2. 380 с.
4. *Родкин М.В.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М.: НГК, 1993. 194 с.
5. *Родкин М.В.* Изменения характера сейсмичности с глубиной: новые эмпирические соотношения и их интерпретация // Физика Земли. 2004. №10. С. 42–53.
6. *Фэйф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
7. *Hyndman R.D., Shearer P.M.* Water in the lower continental crust: modeling magnetotelluric and seismic reflection results // Geophys. J. Intern. 1989. Vol. 93. P. 343–365.
8. *Rodkin M.V.* Crustal earthquakes induced by solid-state transformations: a model and characteristic precursors // J. Earth. Predict. Res. 1995. Vol. 4, №2. P. 215–223.
9. *Watson E.B., Brenan J.M.* Fluids in the lithosphere. 1: Experimentally-determined wetting characteristics of CO_2 - H_2O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 85, №4. P. 497–515.

Модели процессов рудо- и нефтегенеза обеспечивающие реализацию эмпирических законов распределения величин запасов месторождений и концентраций

Степенной закон повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера играет, как известно, чрезвычайно важную роль в развитии сейсмологии. Общая схема реализации степенного закона предполагают возникновение положительной обратной связи, способствующей преимущественному развитию относительно больших по размеру нарушений (трещин, разломов). Действительно, большая по размеру трещина сильнее концентрирует напряжения и имеет тенденцию к более быстрому дальнейшему развитию.

Аналогичные степенные законы наблюдаются и во многих других областях. В частности, в последние годы выявлено, что по степенному закону распределены величины запасов в месторождениях полезных ископаемых (как углеводородных, так и рудных). При этом, для месторождений углеводородов степенное распределение выполняется настолько хорошо, что применяется для прогноза числа еще неоткрытых месторождений разного ранга [1, 2]. Для углеводородных месторождений существование цепи положительной обратной связи весомерно подкрепляется выявлением признаков процесса современной подпитки месторождений УВ и тенденцией пропорциональности величины подпитки величинам запасов данного месторождения [3 и ссылки в этой работе].

Степенное распределение выполняется и для величин запасов крупных рудных месторождений разных элементов. При этом значения показателя степени распределения для месторождений разного вида (медь, железо, иные) варьируют в окрестности типичного для процессов типа фликкер-шума значения $\beta \approx 1$ [4]. Распределение величин концентрации полезных компонент часто описывается распределением, близким к логнормальному [9 и др.].

Естественно задаться вопросом, какую полезную информацию можно извлечь из выявленных особенностей распределений величин запасов и концентраций рудных компонент, что в связи с этим резонно предположить о процессах формирования месторождений.

¹ Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики (МИТГП) РАН, Москва, Россия

² Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия

Логнормальный закон распределения концентраций полезной компоненты реализуется, если происходит ряд последовательных стадий прогрессирующего обогащения рудного вещества, как это было предложено в [9]. Логнормальное распределение реализуется при этом как произведение независимых значений обогащения на нескольких стадиях процесса формирования месторождения. Степенной закон распределения величин запасов крупных месторождений может реализоваться по несколько более сложной схеме. Первый элемент этой схемы предполагает сбор полезного компонента с некоторого случайного объема, характеризуемого своими тремя (в общем случае случайными и независимыми) размерами и концентрацией доступного компонента. Этот этап обеспечивает возможность реализации логнормального, но еще не степенного закона распределения. Реализация степенного закона предполагает дополнительную преимущественную концентрацию полезного компонента в относительно более крупных месторождениях, чем это обеспечивается логнормальным законом распределения. Реализация такого процесса концентрации может обеспечиваться возникновением механизма положительной обратной связи между уже накопленным объемом запасов и скоростью пополнения запасов данного месторождения.

Примером простой (при этом довольно правдоподобной) модели реализации описанного выше гипотетического процесса формирования месторождения является модель формирования рудного месторождения в ходе развития глубинного надвига. В ходе развития глубинного надвига все новые и новые порции вещества литосферы, погружаясь, пересекают границы метаморфических превращений, на которых создаются благоприятные условия для отделения несовместимых элементов [8]. Предположим, что, когда вещество верхней коры в процессе своего погружения переходит в условия нижней коры, то избыточные по сравнению со средним составом нижней коры элементы «отторгаются» на границах превращений и выносятся потоками флюида и расплава в верхние горизонты земной коры. Следствием такой «схемы конвейерной ленты» будет прогрессирующая переработка все более концентрированных по несовместимым компонентам объемов погружающейся коры. Тем самым создаются описанные выше условия для реализации логнормального закона распределения величин концентрации полезной компоненты. Из предложенной схемы следует многокомпонентность месторождений – избыточным является целый ряд элементов. Другим следствием является возможность длительного (возобновляемого) процесса формирования месторождения – если зона древнего надвига снова вовлекается в тектоническую переработку.

Величины запасов при такой «конвейерной» схеме были бы распределены в соответствии с логнормальным законом – как величины произ-

ведения независимых величин мощности поддвигаемой пластины, амплитуды и ширины зоны поддвига, средней разницы концентрации данного компонента в резервуарах коры выше и ниже границы превращения и коэффициента эффективности (много меньшего единицы) процесса формирования месторождения. Если же полагать эти величины статистически связанными (известно, что более мощные пластины отвечают в среднем большим амплитудам поддвига), то создаются предпосылки для формирования степенного хвоста распределения.

В пользу предложенной схемы свидетельствует выявление нами сильной ($r > 0.9$) корреляции между разницей концентраций разных элементов в верхней и нижней коре (по [6]) и характерной величиной запасов рудных месторождений (значениями величин запасов «крупных» и «суперкрупных» месторождений [7, табл. 1.2]). Отметим также, что близкая по характеру корреляция наблюдается, если использовать изменения средней концентрации на границе превращения гранулитовая-амфибилитовая фации метаморфизма (см. табл. 4.1 из: [7]). Важно подчеркнуть при этом, что приведенное соотношение лучше выполняется именно для разности концентраций в верхней и нижней коре; если сравнивать значения запасов месторождений со средними концентрациями элементов в верхней и нижней коре по отдельности, то корреляция также имеет место, но теснота связи оказывается заметно ниже.

Отметим вариабельность возможных механизмов реализации необходимой положительной обратной связи, обеспечивающей дополнительную (по сравнению с логнормальным распределением) концентрацию запасов в более крупных месторождениях. Кроме отмеченного выше возможного механизма, можно предположить, что эффективность переноса вещества флюидными потоками и магмами будет тем выше, чем более интенсивны процессы перетока и, тем самым, чем большие объемы рудного вещества могли быть уже привнесены в формирующиеся месторождения [5].

Из предложенной модели следует ряд положений, хорошо согласующихся с геолого-геофизическими данными. Так, например, согласно предложенной схеме, области формирования месторождений являются областями активизации метаморфических превращений. Отсюда следует, что границы таких превращений будут отвечать адиабатической, а не изотермической модели (тепло, выделяемое или поглощаемое при превращении задерживает превращение). Граница превращения в адиабатической модели становится более мощной и менее сейсмически контрастной. Время преобразования границы превращения из адиабатической в изотермическую зависит от свойств превращения и теплопроводности в области перехода и может быть оценена в интервале от нескольких до

100 млн лет. Предложенная модель может объяснять факт сопряженности многих рудных месторождений с зонами сейсмической прозрачности и специфическую форму таких зон прозрачности.

Работа была поддержана Программой ОНЗ РАН.

Литература

1. *Бурштейн Л.М.* Статистические оценки параметров распределения скоплений нефти по величине в слабоизученных седиментационных бассейнах. Геология и геофизика. 2006. Т. 47, №9. С. 1013–1023.
2. *Конторович А.Э., Демин В.И., Страхов И.А.* Закономерности выявления различных по запасам месторождений нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах. Геология и геофизика. 1985. №11. С. 3–16.
3. *Родкин М.В.* Степенное распределение запасов УВ в месторождениях: модели генерации и связь с процессами восполнения запасов в разрабатываемых месторождениях // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 84–92.
4. *Родкин М.В.* О возможных механизмах реализации степенных распределений числа месторождений в зависимости от объема запасов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС. Материалы XIII Тектонич. совещ. Т. 2, 2008. С. 172–176.
5. *Родкин М.В., Зотов И.А., Граева Е.М., Лабунцова Л.М., Шатахцян А.Р.* Модели генерации степенных распределений в рудо- и нефтегенезе: от порождающих механизмов к прогнозным признакам: Материалы международной конференции «Итоги Электронного Геофизического Года» 3–6 июня 2009. Переславль-Залеский, Россия. С. 104–105.
6. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 383 с.
7. *Ткачев А.В., Рундквист Д.В., Черкасов Д.В. и др.* База данных крупных и суперкрупных месторождений мира // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых: В 3 т. 2006. Т. 1. С. 21–48.
8. *Урусов В.С., Таусон В.Л., Акимов В.В.* Геохимия твердого тела. М.: ГЕОС, 1997. 502 с.
9. *Turcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge, 1997. 398 p.

А.Г. Родников¹, Н.А. Сергеева¹, Л.П. Забаринская¹

Роль глубинных процессов в формировании осадочных бассейнов окраинных морей западной части Тихого океана

Проведено изучение глубинного строения осадочных впадин, расположенных в зоне контакта континент–океан, характеризующейся повы-

¹ Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия

шенной сейсмичностью, извержениями вулканов и другими катастрофическими явлениями. Образование осадочных впадин связано с процессами, протекающими в верхней мантии, в частности в астеносфере – слое частичного плавления вещества. От астеносферы к поверхности Земли отходят диапиры, представляющие собой каналы, по которым глубинные флюиды, несущие продукты дегазации Земли и являющиеся дополнительным источником углеводородов, проникают в осадочные бассейны, обеспечивая преобразование органического материала.

Осадочные бассейны окраинных морей западной части Тихого океана отличаются аномальным глубинным строением [10]. Для них характерны: рифтовые структуры или спрединговые центры в их основании; активный магматизм в начальной стадии образования; гидротермальные процессы, связанные с формированием сульфидов; высокая плотность теплового потока, обусловленная подъемом астеносферы к земной коре; локализация астеносферных диапиров под осадочными бассейнами. Осадочные бассейны связаны с древними и молодыми субдукционными зонами. Так, впадина Дерюгина в Охотском море образовалась на месте древнего глубоководного желоба после завершения в раннем палеогене субдукции плиты Охотского моря под Сахалин. Впадина Дерюгина расположена над горячим плюмом – астеносферным диапиром, обнаруженным на глубине примерно 25 км. За кайнозойскую эру здесь накопились мощные песчано-глинистые отложения. Северо-Сахалинский нефтегазоносный бассейн сформировался на месте существовавшей в мезозойское время задуговой впадины [5].

Дегазация верхней мантии, по-видимому, связана с апвеллингом астеносферного диапира к подошве земной коры, что приводит к расколам литосферы и излияниям магматических расплавов [2]. Так, в пределах глубоководных впадин, расположенных вдоль геотраверса Охотского моря, выделяются несколько этапов внедрения магмы [6]. В Татарском рифте, где обнаружены нефтегазовые проявления, выделено три этапа магматической активности, свидетельствующих о различных глубинах областей магмогенерации – эоцен-олигоценый (55–24 млн лет) – базальтоиды начального рифтогенеза; ниже-среднемиоценовый (23–15 млн лет) стадии максимального растяжения, представленный толеитами, (к этому времени приурочено формирование месторождений углеводородов) и завершающий магматическую активность излияниями среднемиоценовых–плиоценовых базальтоидов этап.

Приуроченные к грабенам Курильской впадины базальтоиды включают: ранне-среднемиоценовые (14–11 млн лет) разности со свойствами известково-щелочной серии, средне-позднемиоценовые (9–7 млн лет) деплетированные базальты и андезиты, близкие толеитовой серии, и ба-

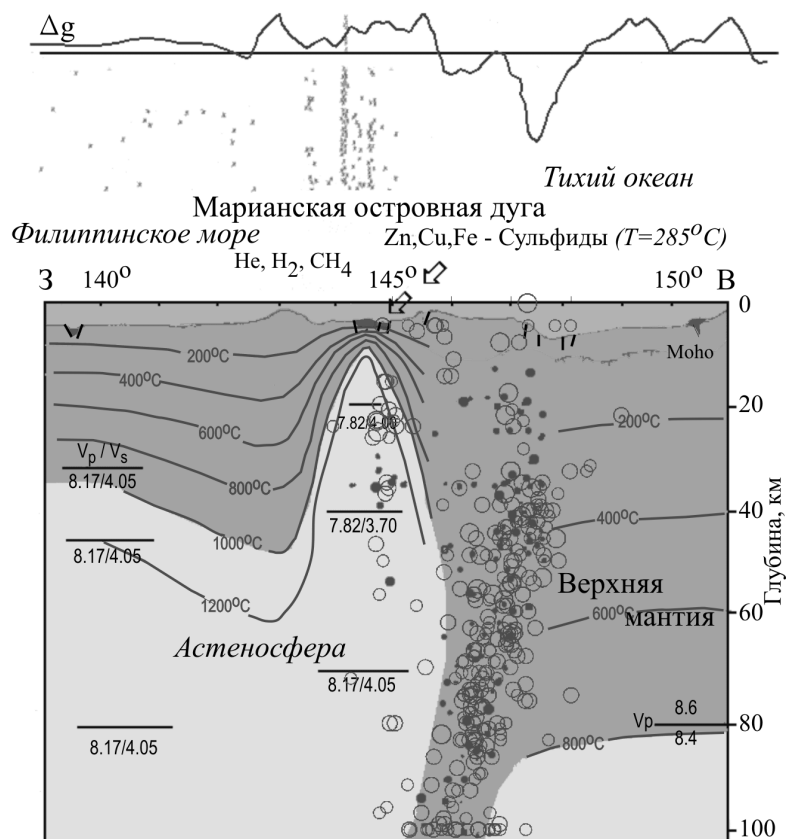


Рис. 1. Глубинное строение Марианской островной дуги [4]

Более 6 млн лет назад в результате апвеллинга астеносферного диапира к коре Марианская островная дуга раскололась на две дуги с образованием междугубового трога. Вдоль осевой зоны трога были образованы рифтовые структуры с излиянием толеитовой магмы, формированием сульфидов и углеводородных залежей

зальтоиды известково-щелочной серии (1.07 и 0.84 млн лет). Выделенные возрастные группы базальтоидов Курильской впадины связаны с последовательными стадиями растяжения континентальной коры, обусловленного внедрением астеносферного диапира. Над астеносферными диапирами в осадочном чехле в Татарском проливе и впадине Дерюгина зафиксированы залежи углеводородов, а в Курильской котловине на

вершинах подводных вулканов установлена сульфидная минерализация. Мантийные флюиды астеносферных диапиров, по-видимому, определяют геодинамическое развитие осадочных бассейнов и формирование в них углеводородных залежей [3].

Наиболее полно можно проследить связь процессов, протекающих в астеносфере, с формированием осадочных бассейнов вдоль геотраверса Северо-Китайская равнина – Марианская островная дуга [1, 4]. Марианский трог, представляющий собой междуговой бассейн, образован 6 млн лет назад в результате спрединговых процессов (рис. 1). С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Отмечаются высокие значения теплового потока. Исследованиями, проведенными американскими учеными на подводном аппарате «ALVIN» в 1987 г., обнаружены гидротермальные источники с температурой воды, достигающей 285° С [7]. Гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа была отмечена во время глубоководного бурения с НИС «Glomar Challenger» и при драгировании с НИС «Nakuho-Maru» [8]. Пробы воды показали высокое содержание *гелия, водорода и метана*. Такие же газы ранее были обнаружены в срединно-океанических хребтах. Трог характеризуется тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера, подступающая непосредственно к подошве коры, обусловила активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования спредингового осадочного бассейна.

В пределах Северо-Китайской равнины выделено три этапа магматической деятельности [1]. 60 млн лет назад в палеогене на поверхность изливалась толеитовая магма, астеносфера располагалась на глубине около 50 км. В то время сформировались основные грабенные структуры Северо-Китайской равнины. В неогеновый период (20 млн лет назад) толеитовая магма сменилась магмой оливиновых базальтов, астеносфера опустилась на глубину примерно 70 км. В четвертичный период магматизм был выражен лишь щелочными базальтами, слагающими отдельные вулканические конусы, а очаги магмообразования погрузились на глубину около 100 км (рис. 2). Сейсмические данные свидетельствуют о разуплотнении мантии под корой платформы. Рассматривая геодинамическое развитие осадочных бассейнов Северо-Китайской равнины в связи с процессами, протекающими в мантии, можно выделить этапы, во время которых происходили дегазация мантии и формирование углеводородов. В данном случае это неогеновый период, когда после подъема астеносферного диапира, содержащего горячие флюиды, произошло образование грабеновых структур, заполненных осадками.

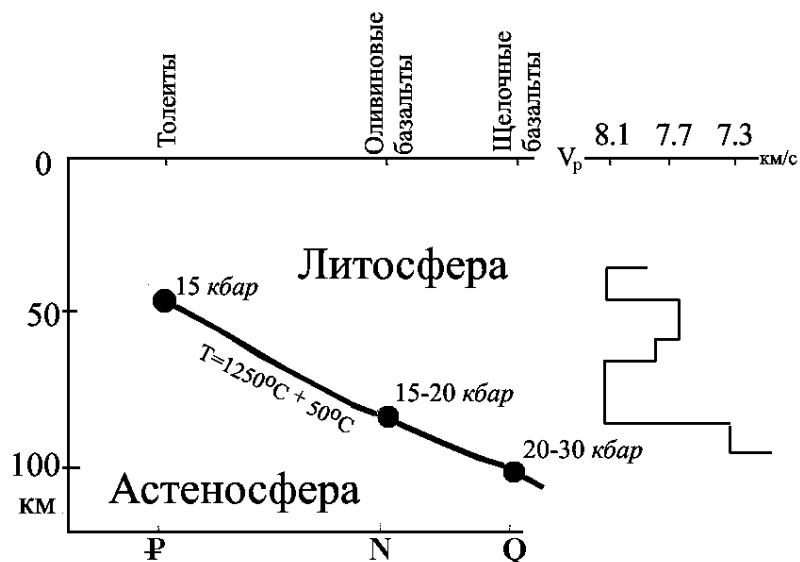


Рис. 2. Связь между составом и возрастом извержения магмы и строением литосферы Северо-Китайской равнины [1, 9]
 В палеогене астеносфера, содержащая магматические очаги, под Северо-Китайской равниной располагалась на глубине около 50 км, в неогене глубина до астеносферы составила примерно 70 км, а в четвертичное время астеносфера опустилась до глубины 100 км. Сейсмический разрез (справа от графика) показывает области в верхней мантии с пониженными скоростями сейсмических волн

Таким образом, исследование глубинного строения недр Земли под осадочными впадинами дает возможность изучить эволюцию геодинамических процессов и установить эпохи наивысших темпов дегазации астеносферных диапиров, приводящей к накоплению и формированию углеводородных залежей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 09-05-00406-а.

Литература

1. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Марианский желоб / Отв. ред.: А.Г. Родников, Н.Иседзаки, Ц.Сики, С.Уеда, Лю Годун. М.: Наука, 1991. 152 с.
2. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Отв. ред.: А.Н. Дмитриевский и Б.М. Валяев. М.: ГЕОС, 2002. 472 с.
3. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря // Вестн. КРАУНЦ. Сер. «Науки о Земле». 2005. №5. С. 45–58.

4. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Родкин М.В., Сергеева Н.А. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестн. КРАУНЦ. Сер. «Науки о Земле». 2007. № 1, вып. 9. С. 79–89.
5. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение осадочных впадин переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану // Геофизика XXI столетия. М.: ГЕОН: Научный мир, 2001. С. 102–111.
6. Филатова Н.И., Родников А.Г. Охотоморский геотраверс: тектономагматическая эволюция кайнозойских структур растяжения в контексте их глубинного строения // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 3. С. 360–365.
7. Craig H., Horibe Y., Farley K.A. et al. Hydrothermal vents in the Mariana trough: results of the first ALVIN dives // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1987. Vol. 68. P. 1531.
8. Hussong D.M., Uyeda S. et al. Init. Rept. DSDP, 60 // U.S. Govt. Printing Office. Washington, D. C. 1987. 928 p.
9. Rodnikov A.G., Sergeeva N.A., Zabarinskaya L.P. Deep structure of the Eurasia – Pacific transition zone // Rus. J. Earth Sci. 2001. Vol. 3, N 4. P. 293–310.
10. Rodnikov A.G., Sergeeva N.A., and Zabarinskaya L.P. The deep structure of the sedimentary basins of the sea of Okhotsk // Bulletin of the Tethys Geological Society. Cairo University, 2007. P. 1–14.

О.М. Розен¹

Сибирский суперплюм – 1 млрд лет мантийного магматизма на платформе

Магматическая активность в пределах фанерозой-неопротерозойского чехла Сибирской платформы охватывает кимберлиты, лампроиты, платобазальты и ультрамафиты с карбонатитами. Они внедрялись на юге и востоке платформы 1270–360 млн лет назад (кимберлиты и лампроиты), а на севере 340–135 млн лет назад (кимберлиты, платобазальты, щелочные ультрамафиты с карбонатитами). Различия в пространственном размещении, вероятно, являются следствием относительных взаимных перемещений кратона и мантийных источников магм, относящихся к категории плюмов. Кимберлиты внедрялись на протяжении всего указанного отрезка времени, ~1 млрд лет. Как проявления почти мгновенного перемещения вещества из глубин мантии на поверхность они обусловлены термальной конвекцией внутри силикатной мантии, т.е. являются плюмовыми процессами.

Сибирский суперплюм представляется очевидной реальностью в части платобазальтов (Н.Л. Добрецов [1]) или в части некоторых гранитоидов (И.И. Ярмолюк [4], В.И. Коваленко [2]). Однако неясно, являются ли

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

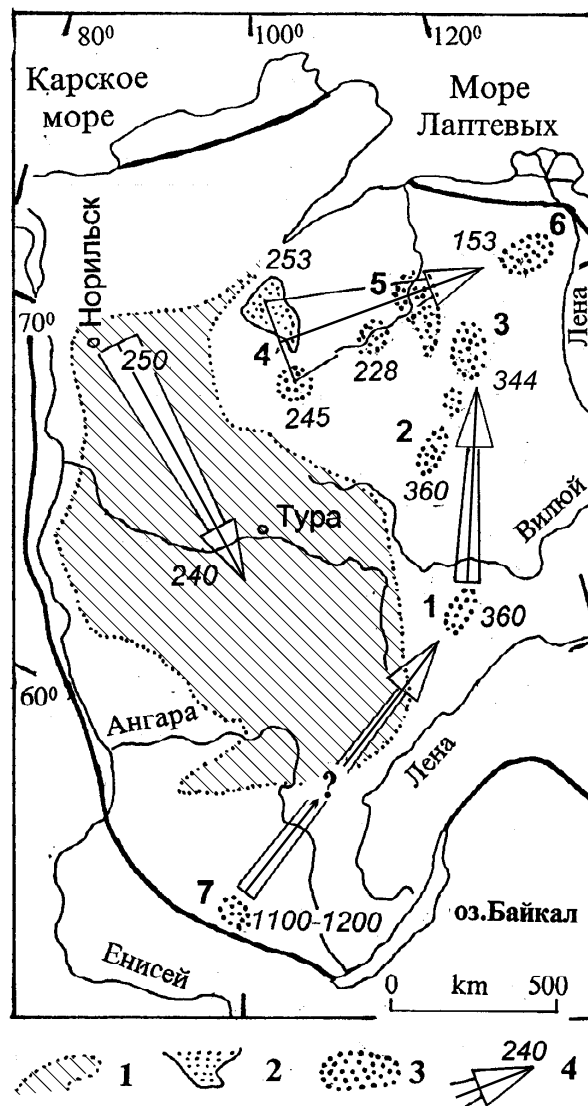


Рисунок. Пространственно-временные вариации мантийного магматизма фанерозоя–неопротерозоя на Сибирской платформе
 1 – платобазальтовая (трапповая формация), вулканиты плато Путорана. 2 – Маймеча-Котуйские интрузии щелочных ультрамафитов и карбонатитов. 3 – кимберлитовые поля (1 – Мирный; 2 – Алакит-Далдын; 3 – Зап. Укукит; 4 – Харамай; 5 – Верхн. Куонамка; 6 – Куойка; 7 – Ингаши); 4 – тренды омоложения магматитов и цифры возраста, в млн лет [3]

эти проявления следствием одного явления (суперплюма), или это независимые, не связанные между собой явления (плюмы). До сих пор не разработаны временные оценки всего явления в целом. Имеются свои основания этой неопределенности. Действительно, как связать в один процесс траппы и гранитоиды, внедрявшиеся в разное время и не сопоставимые по геохимическим признакам? Между тем есть процесс, который связан с плюмовым механизмом, а по времени проявления и пространственному размещению перекрывает указанные два явления. Это – внедрение кимберлитов. Задача установления пространственных и временных рамок проявления суперплюма на основании распределения кимберлитов, казалось бы, достаточно проста. Кимберлиты внедрялись от мезопротерозоя до конца мезозоя, распространяясь практически по всей площади кратона (рисунок). Траппы и гранитоиды занимают только часть этой длительной истории, как и часть обширной площади распространения кимберлитов, оконтуривающих проявления суперплюма на Сибирской платформе во времени и пространстве.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.
2. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко Д.В., Козловский А.М., Андреева И.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Вариации изотопного состава неодима и канонических отношений содержаний несовместимых элементов как отражение смешения источников щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурегтейского массива и одноименного редкометального месторождения, Западная Монголия // Петрология. 2009 Т. 17, № 3. С. 249–275.
3. Розен О.М. Мантийный магматизм в фанерозое Сибирской платформы: некоторые ограничения на модели мантийной конвекции // Доклады РАН. 2000. Т. 370, № 6. С. 785–789.
4. Ярмолюк И.И., Коваленко В.И., Кузмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм, его активность в фанерозойском магматизме и геодинамике // Геотектоника. 2000. Т. 34, № 5. С. 343–356.

**О тектономагматической и металлогенической
зональности запада Белуджистана – юга Таджикистана
в позднем мелу – кайнозое**

Зона сочленения собственно альпийских структур с гималайскими Альпийско-Гималайского подвижного пояса справедливо вызывает огромный общегеологический, собственно металлогенический (и политический) интерес. Нами анализировались разнородные материалы по восточной части Ближнего Востока (в западной номенклатуре – eastern Middle East), Таджикистану и т.д. Некоторые результаты приводятся ниже. Для позднего мела – квартера Белуджистана (провинция Сейстан и Белуджистан на востоке Ирана, а также запад Пакистана) – Афганистана – юга Таджикистана и некоторых смежных территорий устанавливается, в целом, северо-восточная тектономагматическая и металлогеническая зональность. Она обусловлена эффективным пододвиганием движущейся на северо-восток с относительно невысокой скоростью Аравийской плиты под Евразийскую. Происходит, в частности, падение роли вулканизма и, напротив, возрастание значения среднего-кислого магматизма. В исследуемом регионе выплавляются значительные объемы показательных S-гранитов, имеющих предполагаемый седиментогенный протолит. Существенно граниты, а также и лейкограниты, гранодиориты, редкометальные разновидности гранитоидов (литий-фтористые, сподуменовые, датолит-данбуритовые с богатой борной минерализацией – месторождение Ак-Архар на Памире и др.) и т.д. имеют важное значение с точки зрения геодинамики Памира и севера Гималаев. Отмечаются и осложнения указанной зональности вследствие функционирования предполагаемого крупного/очень крупного (олигоцен)-неоген-четвертичного плюма. Продукты его – внутриплитные субщелочные и щелочные породы, в том числе, неогеновые довольно редкие щелочные породы (лейцитсодержащие и др.) трубок взрыва Южного Памира, представительные четвертичные карбонатиты Ханнешина, Южного Афганистана и др. Есть основания относить к его продуктам и внутриплитные породы кайнозоя Индии и Турции. Внутриплитные образования подчинены преобладающим в регионе известково-щелочным породам, логично формирующимся в результате относительно изученного погружения Аравийской плиты.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Университет Исфохана, Исфохан, Иран

Металлогения Сейстана и Белуджистана на востоке Ирана, как установлено нашей группой под руководством известного регионального специалиста Е.Ф. Романько, существенно магматогенная, общего медно-золотого профиля (характерного и для Центрального Ирана). Металлогения, в общем, согласуется с эволюцией магматических и постмагматических, а также метасоматических процессов; стратиформная и вулканогенно-осадочная минерализация также имеет место. Медно-молибден-порфировая минерализация (включая промышленную), связанная с субвулканитами и малоглубинными интрузивами преимущественно миоцена (Cu, Au, Ag – иногда угнетенная–, Mo, также полисульфидная с Pb, Zn; кроме того – W, Th; временами – Hg, As) ослабевает к северо-востоку региона (что подтверждается материалами тектоники и магматизма), уступая место иной специализации – редкометальной гранитоидной, пегматитовой, скарновой, гидротермальной и др.

На основании изучения разнородных материалов можно привести некоторые выводы.

1. В регионе выявляется северо-восточная тектономагматическая и металлогеническая зональность. Имеет место, как минимум, весьма неплохое соответствие тектонических, магматических и металлогенических процессов. Комплексный анализ материалов дает ощутимый минерогенический результат. Металлогения Сейстана и Белуджистана существенно магматогенная, генерального медно-золотого профиля (характерного и для Центрального Ирана). Медно-молибден-порфировая минерализация (Cu, Au, Ag – иногда угнетенная –, Mo, с W, Th; временами – Hg As) – включая промышленную – ослабевает к северо-востоку региона, сменяясь принципиально иной минерацией.

2. Констатируется уменьшение значения собственно вулканизма и увеличение роли гранитоидного магматизма к северо-востоку.

3. Соотношение субдукционных и подчиненных им внутриплитных явлений не вполне ясно. Последние частично накладываются на субдукционные процессы (отчасти продолжающиеся по инерции после замедления/прекращения погружения плиты), сосуществуют с ними во времени.

4. Не совсем понятно соотношение, интерференция... двух сжатий в результате движения двух плит – Индийской на север (знаменитое фундаментальное тектоническое явление) и Аравийской – на северо-восток.

Авторы очень благодарны В.Е. Хаину, Е.Ф. Романько, А.Л. Книпперу, А. Хушманзаде и др., М.А.А. Ноголь Садату, В.С. Буртману, И.И. Поспелову, С.В. Руженцеву, В.Г. Трифонову, М.Л. Коппу, Э.Я. Левену, В.Д. Брежневу, В.Н. Волкову, В.В. Славинскому, К.Т. и В.И. Будановым, В.С. Минаеву, М.М. Малых, В.П. Новикову, Э.А. Дмитриеву и многим другим за ценные консультации.

**К петрогеохимической и минерагенической специфике
разнотипных сейсмофокальных зон фанерозоя
и их предполагаемых разновозрастных аналогов**

Известно, что в сейсмофокальных зонах (преимущественно активных окраинах континентов андского и калифорнийского типов и островных дугах) буквально повсеместно отмечалась связь колчеданов (упрощенно – прежде всего, пиритовой минерализации с пестрой ассоциирующей минералогией) со средней магмой, особенно андезитами в широком толковании. В дальнейшем выяснилась значительно более сложная минерагеническая картина. В частности, собственно андезиты служили порой фактически анти-маркерами богатой руды (также прекрасный поисковый признак), хотя и смежными, неудаленными относительно рудоконтролирующих риолитов (доминирующий свинцово-цинковый профиль минерализации) и базальтов. Имеет место тектономагматическая конвергенция процессов, ответственных за минерализацию, в том числе ураганную и промышленную (сходная минерализация приурочена к «запрещенным» прежде структурам). Так, изучение «курильщиков» имело большой эффект в интерпретации затруднительных случаев.

На основании изученного фактического и литературного материала приведем некоторые выводы:

– выявляется закономерность, местами фрагментарная минерагеническая зональность изучаемых сейсмофокальных зон (медь и золото – фактически неременная ассоциация, хотя и отнюдь не обязательно эффективная; серебро, свинец и цинк, уран и торий, а также олово, вольфрам, висмут, ртуть, мышьяк и др.);

– радиоактивная минерализация в значительной степени обусловлена поведением углекислоты, которая в дальнейшем связывается в карбонатах, наличие углекислоты способствует извержениям в широком смысле, разной мощности и на разной глубине, прежде чем углекислота будет связана – менее глубинные карбонатиты против изверженных продуктивных кимберлитов как принципиальная иллюстрация, но в другой обстановке;

– магматогенный источник колчеданов, несомненно, играет большую роль, иногда, по-видимому, решающую (несмотря на существующие проблемы с изотопией серы для установления источника и др.);

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

– существует сближение, своеобразная конвергенция тектономагматических процессов, ответственных за минерализацию (сходная минерализация временами приурочена к «запрещенным» прежде структурам).

Автор чрезвычайно признателен В.В. Славинскому, ИФ. Габлиной, И.В. Викентьеву, В.Н. Прокофьеву, А.В. Гирнису, Г.В. Моралеву и мн. др. (ГИН РАН, ИГЕМ РАН и др.).

**С.В. Руженцев¹, О.Р. Минина², В.А. Аристов¹,
Б.Г. Голионко¹, Д.А. Лыхин³, Г.Е. Некрасов¹**

Палеогеодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система, Забайкалье)

Удино-Витимская складчатая система охватывает территорию внутренних районов Западного Забайкалья, протягиваясь в северо-восточном направлении от низовьев Селенги до Южно-Муйского хребта. В пределах своей юго-западной части (бассейн верхнего течения Витима) она включает две зоны: Еравнинскую и Икат-Багдаринскую (рисунок). В структурном отношении обе они представляют собой серию синформ, приуроченных к провесам кровли Ангаро-Витимского батолита, образованного преимущественно позднепалеозойскими гранитоидами.

Еравнинская зона изучалась нами в пределах четырех участков (см. рисунок).

Джидоттойский участок образован породами офиолитовой ассоциации. Здесь присутствуют практически все ее элементы: апогарцбургитовые серпентиниты, полосчатое и изотропное габбро, дайковый комплекс, апобазальтовые зеленые сланцы, яшмо-кварциты. Офиолиты, по видимому, представляют собой фрагмент раннепалеозойской сутуры, сформировавшейся на месте палеоокеанического бассейна, разделявшего Сибирский и Амалат-Становой континентальные блоки.

Еравнинский участок расположен в бассейне ручьев Ультзутуй и Известковский. В структурном отношении это погружающаяся к северо-западу моноклиналь, в пределах которой тектонически перетасованы отложения нижнего кембрия, девона и верхнего палеозоя. Нижнекембрийские отложения (олдындинская свита) представлены в трех фациях.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) СО РАН, Улан-Удэ, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

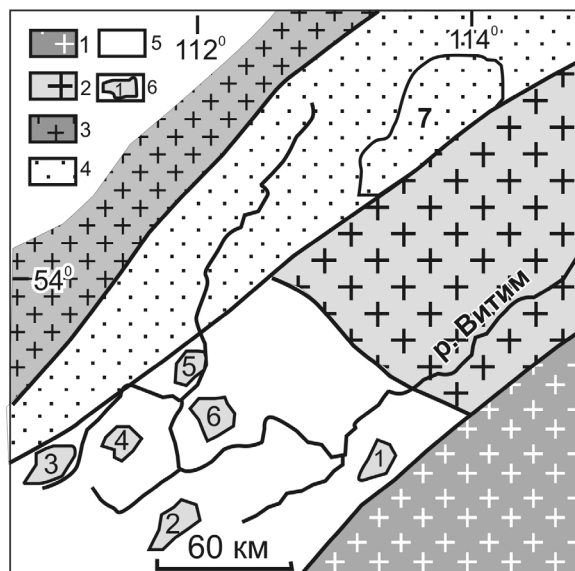


Рисунок. Схема тектонической зональности бассейна верхнего течения р. Витим

1 – Селенгино-Становая складчатая система; 2 – Амалатский блок; 3 – каледониды Западного Забайкалья (Баргузинская и Ямбуй-Курбинская зоны); 4, 5 – Удино-Витимская герцинская складчатая система: 4 – Икат-Багдаринская и 5 – Еравнинская зоны; 6 – основные участки отложений Еравнинской и Багдаринской зон: 1 – Дзидоттойский, 2 – Еравнинский, 3 – Кыджимитский, 4 – Олдындинский, 5 – Джилиндинский, 6 – Бейсыханский, 7 – Багдаринский

На юге это массивные археоциатово-водорослевые мраморизованные известняки, сменяющиеся к северу толщей переслаивающихся известняков и вулканитов [1, 7 и др.]. На севере это в основном вулканиты и их эпикласты, ассоциирующие с субвулканическими телами олдындинского (озерного) комплекса (плагипорфиры, гранит-порфиры, аплиты). Известняки здесь практически полностью отсутствуют. Возраст вулканитов 529 ± 3 млн лет, субвулканического комплекса – 516 ± 5.5 млн лет (здесь и далее U-Pb SHRIMP по цирконам; Лаборатория изотопных исследований ВСЕГЕИ). Вулканиты и субвулканический комплекс принадлежат рифейской изотопной провинции: $T_{Nd}(DM) = 1380$ млн лет, $\epsilon_{Nd}(529 \text{ млн лет}) +0.2$ для дацитов олдындинской свиты и $T_{Nd}(DM) = 1340$ млн лет, $\epsilon_{Nd}(516 \text{ млн лет}) +0.7$ для гранит-порфиров; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1351$ и 0.1363 , соответственно.

Среди вулканитов преобладают андезиты и андезито-базальты, для которых отмечаются [3] деплетированность Nb, Zr, иногда Ti, обога-

ценность Ba, K, Rb, что характерно для островодужных серий. Характерно также их обогащение легкими лантаноидами. Нормированное к хондриту отношение $(La/Yb)_N$ в андезитах составляет 7–11, дацитах – 5.

Вулканиды и известняки раннего кембрия несогласно, с базальным конгломератом, перекрыты кварцевыми песчаниками и известняками, переходящими вверх по разрезу в толщу кварц-полевошпатовых и полимиктовых песчаников, филлитизированных алевролитов, глинистых сланцев с линзами органогенно-детритовых известняков. Известняки нижней части разреза содержат конодонты *Pandorinellina cf. postexcelsa* Wang. et Ziegl., *P. cf. exiqua philipi* Klapp., *P. cf. steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Panderodus* sp., *Polygnathus* sp. (D₁). Примерно в 200–250 м выше по разрезу собраны остатки тентакулитов, криноидей, мшанок, кораллов и брахиопод. Последние указывают на девонско-каменноугольный возраст вмещающих пород [5].

Особое место в разрезе Еравнинской зоны занимают отложения, выделяемые как сурхэбтинская и ультзутуйская толщи. Первая из них, представленная дацитами, риолитами и их туфами, реже андезитовыми порфиритами, залегает несогласно, с базальным конгломератом на кембрийских породах. Их возраст варьирует в пределах 323–290 млн лет (C₂–P₁) [2, 3]. Сурхэбтинские вулканиды относятся к субщелочной серии, а по геохимическим характеристикам – к рифтогенным образованиям активных континентальных окраин [2]. Вторая, выделяемая впервые, на наш взгляд, является микстит-олистостромовой толщиной. В основном это пестроцветные тефротурбидиты, содержащие многочисленные линзы конгломератов (галька и валуны кембрийских вулканидов и известняков, а также сурхэбтинских вулканидов), к которым приурочены более или менее крупные олистолиты тех же пород.

Кыджимитский и *Олдындинский* участки расположены на территории северной части Еравнинской зоны. Здесь ситуация в целом сходная. Здесь также широко представлены вулканиды олдындинской свиты, лишённые известняковых прослоев. Возраст дацитов в бассейне Кыджимита (водораздел ручьев Сосновский и Эпидотовый) 530 ± 2.6 млн лет, Лево́й Олдынды – 529 ± 3.6 млн лет. Присутствие более молодых отложений раннего палеозоя здесь не установлено. Девонские отложения в бассейне Кыджимита распространены широко. Их разрез следующий: 1) кварцевые песчаники (кварциты); 2) мраморизованные известняки с прослоями кварцитов; 3) толща тонко переслаивающихся мраморизованных и скарнированных известняков, ороговикованных алевролитов и глинистых сланцев. Известняки содержат остатки мшанок, ругоз, водорослей девона [3, 5]. Отсюда же выделены конодонты *Mesataxis* sp.(?), *Polygnathus* sp. (D_{2zv2}–D₃). В бассейне Лево́й Олдынды, согласно дан-

ным И.В. Гордиенко и др. [3], этим отложениям соответствует химгельдинская свита, возраст которой определен в интервале девон – ранний карбон. В бассейне Лево́й Олдынды широко распространены отложения ультзутуйской и сурхэбтинской толщ. Первая из них с базальным конгломератом залегает на кембрийских вулканитах. Выше следует мощная толща преимущественно кислых вулканитов, возраст которых 297 ± 2.6 млн лет (C₃/P₁).

Таким образом, разрез Еравнинской зоны включает несколько формационных составляющих, геодинамическая интерпретация которых, на наш взгляд, сводится к следующему.

1. Раннекембрийский островодужный комплекс, по-видимому, образует геодинамическую пару с джидоттойскими офиолитами. Его основание не вскрыто. Умеренные положительные значения ϵ_{Nd} показывают, что он вряд ли возник на древнем сиалическом основании Амалат-Станового блока. Скорее здесь можно предполагать его формирование в результате плавления смешанного источника, включавшего короткоживущие ювенильные образования и байкальский коровый материал.

2. На большую часть раннего палеозоя приходится перерыв в осадконакоплении. В это время Еравнинская зона представляла собой складчато-глыбовое поднятие (каледонские деформации). В преддевонское время наступает период общей пенеппенизации региона.

3. Начиная с раннего девона и до раннего карбона на каледонском складчатом основании формируется чехол, включающий наряду с известняками кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, маркирующие становление фациально однородного шельфового комплекса. Отметим, что это событие по времени совпадает с основным девонским импульсом раскрытия Монголо-Охотского бассейна [6].

4. На рубеже раннего и среднего карбона формируется варисская покровно-складчатая структура. Происходит тектоническая перетасовка кембрийских и девонских толщ, несогласно перекрытых верхнепалеозойскими отложениями.

5. В среднем карбоне – ранней перми формируются сурхэбтинские вулканиты и, по-видимому, парагенетически связанные с ними микстит-олисторомовые образования ультзутуйской толщи (собственно герцинский этап). Каменноугольно-пермские вулканиты отражают сложную геодинамическую обстановку, обусловленную образованием рифтогенных структур Витимского вулканоплутонического пояса [2, 4, 8]. Становление последнего мы связываем с формированием активной континентальной окраины позднепалеозойского Монголо-Охотского бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №08-05-00409).

Литература

1. *Васильев И.Л.* Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
2. *Гордиенко И.В., Климух В.С., Посохов В.Ф.* Карбоновый вулканизм Витимского плоскогорья, Забайкалье: состав, Rb-Sr возраст, геодинамические условия формирования // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург, 2003. С. 72–78.
3. *Гордиенко И.В., Минина О.Р., Хегнер Э., Ситникова В.С.* Новые данные по составу и возрасту палеозойских осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) // Вулканизм и геодинамика. Т. 1. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2006. С. 154–159.
4. *Кононова В.А., Келлер Й., Первов В.А.* Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 152–170.
5. *Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Катюха Ю.П.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Икат-Багдаринской и Еравнинской зон Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Вып. 4. Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 38–40.
6. *Руженцев С.В., Некрасов Г.Е.* Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
7. *Язмир М.М.* О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 20. Улан-Удэ, 1972. С. 57–65.
8. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Геодинамические обстановки формирования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1305–1320.

**А.В. Рязанцев¹, К.Е. Дегтярев¹, Т.Ю. Толмачева²,
О.И. Никитина³**

Комплексы раннепалеозойского внутриконтинентального рифта в Ерементау-Бурунтауской зоне казахстанских палеозоид

Ерементау-Бурунтауская зона (ЕБЗ) располагается в западной части палеозоид Казахстана и протягивается более чем на 2000 км от гор Ерементау на севере, до Чу-Илийских гор и гор Кара-Койлы (Северный Тянь-Шань) на юге. В строении зоны участвуют различные докембрий-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН Москва, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева (ИГН), Алматы, Казахстан

ские метаморфические образования и раннепалеозойские комплексы, формирование которых происходило в пределах энциалической рифтогенной структуры. Рифтогенные комплексы также развиты западнее – в Ишим-Нарынской зоне. Вероятно, комплексы обеих зон представляли собой систему рифтогенных прогибов; эти прогибы осложняли структуру пассивной раннепалеозойской окраины, в состав которой также входили докембрийские сиалические массивы, перекрытые терригенно-карбонатными чехлами.

В современной структуре западной части палеозойд Казахстана рифтогенные комплексы и сиалические массивы чередуются с образованиями раннепалеозойских энисматических дуг, что позволяет предполагать значительную роль крупноамплитудных сдвиговых перемещений в формировании этой структуры.

Докембрийские комплексы, участвующие в строении ЕБЗ, наиболее широко распространены в южной части гор Ерементау и на северо-западе Чу-Илийских гор (Каракамысский блок). Эти комплексы аналогичны разновозрастным образованиям обрамляющих сиалических массивов. Наиболее древние толщи обнажены в Каракамысском блоке, в строении которого участвуют метаморфические сланцы и гнейсы, прорванные гнейсо-гранитами. Аналогичные образования, развитые юго-восточнее ЕБЗ, слагают Анрахайский блок Жельтауского сиалического массива, основная часть которого образована метаосадочными гнейсами и амфиболитами, прорванными рассланцованными гнейсо-гранитами. Из гнейсов и амфиболитов выделен циркон, который скорее всего является детритовым, с возрастaми 2187.1 ± 0.5 млн лет, 2431 ± 1.0 млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Прорывающие гнейсо-граниты, содержат акцессорный циркон с возрастaм 1789.1 ± 0.6 млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Все эти породы прорваны красными рассланцованными гранитами, возраст которых составляет 741.5 ± 0.7 млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) [11]. Таким образом, в строении докембрийских комплексов Анрахайского блока участвуют как нижнепротерозойские, так и рифейские метаморфические и плутонические породы. Можно предполагать, что в пределах Каракамысского блока также представлены раннедокембрийские метаморфические комплексы [10].

Рифейские стратифицированные образования развиты в основном в горах Ерементау, где занимают нижний структурный уровень, и представлены карбонатно-терригенно-черносланцевой ниязской свитой (R_2) и залегающей выше кварцитово-святогоровской свитой (R_3), содержащей горизонты циркон-рутилового шлиха [8]. Аналоги этих комплексов занимают больше площади на Актау-Джунгарском и Кокчетавском массивах. Распространенные в горах Ерементау толщи метавулканитов основного состава (ошагандинская, кундуздинская свиты), относившиеся

ранее к нижнему протерозою [3] имеют неметаморфизованные аналоги на уровне V-Є₁ – ерементаская серия Восточно-Ерементаской зоны.

В Каракамысском блоке также развиты рифейские кислые вулканиты (орумбайская свита), которые с конгломератами в основании залегают на гнейсах и амфиболитах. Аналогичные образования выявлены в пределах Актау-Джунгарского и Чуйско-Кендыктасского массивов, где имеются данные об их позднерифейском возрасте. Порфиroidы из копинской свиты имеют возраст 775.9 ± 0.8 млн лет [11, 6].

В структуре ЕБЗ наиболее широко распространены кремнистые, кремнисто-терригенные и терригенные, в меньшей степени вулканогенные комплексы, формирование которых происходило на докембрийском фундаменте. Разнофациальные, датированные по конодонтам нижнепалеозойские комплексы слагают систему тектонических покровов [8].

В горах Ерементасу на нижнем структурном уровне залегает кремнисто-терригенная толща (O_{1t}–O_{1a}) (гравелиты, алевролиты с редкими маломощными горизонтами кремней), которая несогласно залегает на рифейских отложениях. Алевролиты датированы трилобитами верхнего тремадока–нижнего аренига [1]. Кремни содержат нижнеаренигские *Oepikodus evae* (Lindström). В основании следующего аллохтона залегает полимиктовый олистостром. Аллохтон сложен базальтами и пикритами, туфами риолитов, кремнистыми туффитами (новогеоргиевская толща (Є₃–O_{1a})). Кремни содержат верхнекембрийские *Phakelodus tenuis* (Müller), *Prooneotodus* sp., *Furnishina* sp., а также формы, принадлежащие диапазону от нижнего тремадока до нижнего аренига. Вышележащий аллохтон имеет наиболее широкое распространение и сложен кремнистой акдымской серией (Є₃–O_{2l}). Он подстилается полимиктовым или олигомиктовым кремнеобломочным олистостромом. Конденсированный разрез (100–200 м) представлен переслаивающимися кремнями, яшмами, фтанитами и алевролитами. В непрерывных последовательностях в горах Жаксы-Нияз обнаружены верхнекембрийские *Phakelodus tenuis* (Muller), *Prooneotodus rotundatus* (Druce et Jones), *Viirodus* sp., верхнетремадокские *Cordylodus angulatus* Pander, *Rossodus manitouensis* Repetski and Ethington, *Coelocerodontus* aff. *bicostatus* Van Wamel. и верхнетремадокские–нижнеаренигские *Prioniodus* sp., *Paroistodus proteus* (Lindström), *Drepanodus arcuatus* Pander. На севере гор Нияз разрез охватывает интервал от нижнего (?) тремадока (*Variabiloconus* sp., *Phakelodus tenuis* (Muller), ювенильные элементы параконодонтов), верхнего тремадока (зона *Rossodus manitouensis*), по верхний арениг (*Periodon flabellum* (Lindström), *Oepikodus* sp., *Prioniodus* sp.). Самые молодые кремни этого района содержат *Periodon aculeatus* Hadding ллан-вирнского яруса. Акдымская серия несогласно перекрывается флишоид-

ной с олистостромовыми горизонтами толщей, имеющей, по-видимому, средне (?) – позднеордовикский возраст.

В строении тектонических покровов принимают участие плутонические породы. Они представлены астаховским комплексом, в котором преобладают щелочные ультрамафиты [4]. По косвенным данным условно принимается раннеордовикский возраст комплекса. Другой комплекс (саскайский) сложен габбро-диорит-плагиогранитной формацией. Из диоритов выделены цирконы, имеющие конкордантный возраст 479.8 ± 6.0 млн лет (SHRIMP II).

В Чу-Илийских горах нижний уровень сложен вулканогенными породами с преобладанием базальтоидов и их туфов (жалгызская свита ($O_{1t}-O_{2l}$)). В кремнях среди базальтов обнаружены конодонты, принадлежащие интервалу от зоны *Paltodus deltifer* верхней части тремадокского яруса до зоны *Paroistodus horridus* нижнего лланвирна. Близкое структурное и стратиграфическое положение занимает болгожинская свита, представленная андезитами, трахиандезитами, дацитами и риолитами. На этом структурном уровне присутствуют интрузии габбро-диорит-плагиогранитной формации условно среднеордовикского возраста [10]. Структурно выше располагается покров, сложенный мелководными осадочными породами дарбазинской свиты ($V-C_1$). В разрезе преобладают доломиты с отдельными горизонтами известняков и полимиктовых песчаников. Неясные соотношения эти породы имеют с базальтами. Свита датируется по онколитам и акритархам вендом–ранним кембрием и представляет собой осадочный чехол докембрийского массива [10]. Выше тектонически (?) залегает толща, представленная алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с горизонтами кварцевых песчаников и конгломератов (кремнисто-терригенная толща). Кремни этого разреза содержат конодонты от верхней части зоны *Paroistodus proteus* нижнего аренига, до зоны *Paroistodus horridus* нижней части лланвирнского яруса. Верхнее положение занимает покров, сложенный бурубайтальской, бурултаской и майкульской свитами. Конденсированный кремнистый разрез бурубайтальской свиты (80–100 м) охватывает интервал от зоны *Eosopodontus notchpeakensis* верхнего кембрия до зоны *Paroistodus horridus* средней части лланвирнского яруса [12]. Бурултаская свита представлена переслаивающимися известковыми алевролитами и песчаниками, фтанитами, черными сланцами, туфами базальтов, гравелитами и доломитами. Черные сланцы содержат свинцово-цинковое оруденение, сходное с таковым в глубоководных котловинах Красного моря. По конодонтам свита относится к нижнему–среднему лланвирну. Бурубайтальская свита перекрывается терригенной с олистостромовыми и кремнистыми горизонтами майкульской свитой, содер-

жащей конодонты верхней части лланвирнского – нижней части карадокского яруса.

В горах Кара-Койлы в разрезе сочетаются базальты, кремни, которые по конодонтам охватывают диапазон от аренига по лланвирн включительно. С базальтами связана колчеданная минерализация. Базальты и кремни образуют систему тектонических покровов, разделенных полимиктовыми олистостромами и лиственитизированными ультрабазитами.

Бурубайтальская свита и акдымская серия являются стратиграфическими и фаціальными аналогами. Такой же вывод можно сделать в отношении кремнисто-терригенных толщ описанных зон. Близкие по возрасту вулканы ЕБЗ различают вариации состава. Породы жалгызской свиты по петрохимическим особенностям соответствуют базанитам, базальтам, трахибазальтам, трахиандезибазальтам. Меньший объем занимают андезиты, дациты, риолиты и их туфы. Болгожинская свита сложена андезитами, трахиандезитами, риолитами. Породы жалгызской свиты попадают в поля низкокальциевой толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой серий. Породы болгожинской свиты принадлежат к высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой сериям. Для основных пород обеих свит характерно высокое содержание TiO_2 – до 3.7 мас.%. В разрезе жалгызской свиты присутствуют комптониты (36.8–44.13% SiO_2 , 4.26–6.82% TiO_2 , 4.54–6.10% MgO , 10.62–12.53% Al_2O_3) [2]. Спектры РЗЭ базальтов болгожинской и жалгызской свит демонстрируют близкий характер распределения. Для пород типична значительная обогащенность ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ. В целом спектры распределения РЗЭ в базальтах обеих свит соответствуют обогащенным базальтам типа OIB. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов базальтов обеих свит попадают в области внутриплитных базальтов и базальтов континентальных рифтов. Близкий состав имеют базальты, тяготеющие к площади распространения карбонатов дарбазинской свиты. Вулканы новогеоргиевской толщи представлены пикритами, базальтами, в меньшем объеме – риолитами и относятся преимущественно к толеитовой серии. Распределение редкоземельных и рассеянных элементов в базальтах и пикритах в основном подобно базальтам N-MORB. Отличие заключается в обогащенности пород КИЛ. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки располагаются в полях N-MORB.

Особенности состава комплексов Ерементау-Бурунтауской зоны позволяют связывать их с эволюцией внутриконтинентального рифта. Раскрытие рифта, приходящееся на поздний кембрий, коррелируется с аккреционно-коллизийными событиями в соседних зонах, сложенных комплексами конвергентной окраины. Предполагается, что тектониче-

ское совмещение внутриконтинентальных рифтогенных и островодужных комплексов, а также образование аллохтонов, сложенных рифтогенными комплексами, происходило в начале позднего ордовика.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №10 и РФФИ (проект № 09-05-00933).

Литература

1. Борисенко В.И., Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А. и др. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Ерементау-Ниязского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М., 1985. С. 10–53.
2. Геология Сарыгумской зоны. Алма-Ата: Наука, 1976. 160 с.
3. Герман Л.Л. Докембрий Ерементау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 22–30.
4. Дегтярев К.Е. Ультрамафиты Южного Ерементау (Центральный Казахстан) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1992. № 3. С. 74–78.
5. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга–континент для палеозойд Казахстана // Геотектоника. 2007. № 1. С. 71–96.
6. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А., Яковлева С.З. Позднекембрийская вулканоплутоническая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстана): структурное положение и возраст // Докл. РАН. 2008. Т. 421, № 4. С. 1–5.
7. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб: Наука, 1993. 226 с.
8. Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Никитина О.И. Офиолиты, островодужные и внутриконтинентальные рифтогенные комплексы в системе тектонических покровов в Чу-Илийском районе Казахстана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2, вып. 4. С. 104–108.
9. Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Кренер А., Алексеев Д.В. Раннепалеозойские гранатовые ультрамафиты в Анрахайской сутуре Чу-Илийских гор (Южный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы сов. Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 62–63.
10. Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
11. Kröner A. Windley B.F., Badarch G., et al. Wingate MTD Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // Geol Soc America, 2007. Memoir 200. doi: 10.1130/2007.1200(11).
12. Tolmacheva T.J., Danelian T., Popov L.E. Evidence for 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // Geology. 2001. Vol. 29, № 8. P. 755–758.

Каналы транспортировки расплавов сквозь мантию в разных геодинамических обстановках

Механизмы транспортировки мантийных магм сквозь твердопластичные породы верхней мантии к поверхности Земли остаются слабо изученными. Наименее понятны начальные стадии сегрегации расплава и его организация в каналы. На основании целого ряда аргументов было сформировано представление о том, что частичные расплавы в мантии при подъеме масс к поверхности фокусируются в более крупные изолированные фокусированные каналы, образующие транспортные сети, и что пути продвижения расплавов маркируются дунитами [1, 7, 8, 9, 10, 11].

Модели локализации расплава и образования сети каналов в мантии вследствие различных причин, в том числе и в результате неустойчивостей, возникающих под действием напряжения, рассмотрены в ряде теоретических и экспериментальных работ (например, [4, 5, 7, 12]). Установлено, что при деформациях расплав мигрирует в сеть ветвящихся жил, окружающих линзы расплавосодержащей породы. При сдвиговых деформациях формируются полосы, обогащенные расплавом. Мощность и ориентировка этих полос показывают четкую зависимость от величины дифференциального стресса [7]. Также показано, что при выведении мантийных пород в кору в центрах спрединга океанической коры скорость деформаций возрастает от центра области плавления к краю блока, аккретирующегося к литосфере, и наибольшее количество расплава проходит именно через эти «краевые» зоны [7].

Пространственное распределение сегрегаций расплава в структурах, обусловленных стрессом (stress-driven melt) при этом экспериментальном моделировании, довольно точно отражает распределение дунитов и структуры пород в существенно лерцолитовых массивах офиолитов. В реальных разрезах именно в области границы кора–мантия наиболее масштабно проявлены деформации реститовых ультрамафитов, выраженные в резком изменении ориентировки структур твердопластического течения перидотитовых масс [2, 11]. Четкая аккомодация структур пластического течения мантийных пород к границе с коровыми плутоническими комплексами проявлена во многих лерцолитовых массивах: структуры пластического течения в дунитах краевой (пограничной) зоны дискордантны к ориентировке течения масс в лерцолитах.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

Структуры течения в дунитах маркируются струйчато-вкрапленными полосчатыми хромитами, нередко содержащими циркон. В лерцолитах распространены зоны высокотемпературных милонитов, характеризующих, как правило, медленносрединговые рифтовые зоны и срединно-океанические хребты. Милонитовые зоны ориентированы преимущественно под углом по отношению к границе реститов и расслоенных мафит-ультрамафитов. Дунитовые жилы в лерцолитаховых разрезах крайне редки.

Другой тип офиолитовых разрезов представлен Войкаро-Сыньинский массивом на Полярном Урале, где дунитовые тела различной формы и размеров широко распространены на разных уровнях мантийного разреза [2, 3]: 1) дуниты почти непрерывно протягиваются вдоль западного и восточного контактов массива гарцбургитов, в зоне перехода от гарцбургитов к дунитам краевых зон развиты дунитовые жилы; 2) в центральной части массива присутствуют линзовидные, пластовые, трубко- и грибообразные тела, нередко окруженные сеткой дунитовых жил. Система дунитовых жил в гарцбургитах закономерно ориентирована относительно таких элементов крупномасштабной складки течения гарцбургитов, как замок, шарнир и осевая плоскость, что послужило основанием для вывода о том, что поле напряжений контролировало пути движения расплава, маркированные дунитовыми телами и в центральной (глубинной) части разреза. Сколово-сдвиговые (непроникающие, nonpenetrative) деформации при образовании системы пересекающихся жил возникали в условиях поля проникающих (penetrative) деформаций, в котором формировалась микроструктура и гарцбургитов и дунитов. Диапазон глубин при образовании крупномасштабных складок течения гарцбургитов составлял не менее 90 км: предположительно, от 120 до 25 км. Этот интервал определяется, с одной стороны, начальной глубиной подъема мантийных масс, а с другой – глубиной, выше которой в ассоциации с оливином становится устойчивым плагиоклаз. Подъем мантийного диапира и пластическое течение пород были неразрывны, и, очевидно, складки течения в дошедшем до нас виде формировались с начала движения вещества вверх. За время прохождения этого довольно значительного интервала снижались общее давление, температура и соответственно менялись параметры поля деформаций и свойства мантийных масс.

Предполагается, что один из механизмов образования каналов транспортировки расплава был обусловлен концентрацией напряжений в замках складок течения и очень быстрой их разрядкой с образованием ортогональной сетки ослабленных зон с повышенной проницаемостью. В эти зоны мгновенно мигрировал рассеянный расплав, поднимавшийся из глубинного очага плавления. Скорость пластических деформаций была

относительно низкой, что определяло преимущественный механизм трансляционного скольжения оливина; в результате формировались крупнозернистые и протогранулярные структуры пород. Распределение и структура хромитовых тел отражают многостадийность формирования дунитов, нестационарную динамику транспортировки расплавов сквозь реститы и резкие вариации локальных полей напряжений на участках распространения каналов транспортировки. Присутствие в хромитах циркона и апатита также представляет свидетельство участия базитовых расплавов в процессе формирования дунитовых тел. Сходство петроструктурных соотношений между дунитами и гарцбургитами на контакте реститовых и плутонических (габброидных) серий офиолитов и соотношений гарцбургит/дунитовые жилы в центральной (глубинной) части разреза позволяет считать, что формирование части дунитовых тел в гацбургитах по времени связано с формированием петрологической границы Мохо. Вероятность надсубдукционной обстановки при транспортировке расплава сквозь гарцбургиты Полярного Урала обосновывается как предшествующими исследованиями, так и новыми геохимическими данными, показавшими, что расплавы имеют характеристики магм, генерированных над зоной субдукции [6].

Таким образом, распределение, количество и форма дунитовых тел как маркеров транспортировки расплава сквозь перидотиты отражают два главных пути формирования каналов в мантии. Первый – миграция, сегрегация и транспорт расплава к краям блока-домена мантийных пород, аккрецирующихся к относительно холодной литосфере. Этот путь особенно четко проявлен в лерцолитовых массивах, образованных в рифтах (и зонах центрального спрединга), и также фиксируется в гарцбургитовых массивах, образованных в надсубдукционной обстановке. Второй путь – транспортировка расплавов сквозь весь мантийный разрез по системе пересекающихся жил, субвертикальных каналов вне пространственной связи с краями аккрецирующегося тела, – проявлен исключительно в существенно гарцбургитовых массивах, образованных в обстановке надсубдукционного спрединга. Подъем этих расплавов происходил в ходе деформаций, завершавших этап пластического течения мантийных реститов. Предполагается, что формирование каналов, маркированных дунитами краевых зон (первый путь) происходит на меньших глубинах и при более низких температурах относительно формирования каналов в центральной части разреза, маркированных системой дунитовых жил и тел (второй путь). В мантийных реститах, поднимающихся при надсубдукционном спрединге, вероятно присутствие дунитовых каналов, образованных не только в широком диапазоне глубин, но и в разные геологические эпохи и, возможно, в разных геодинамических обстановках.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 08-05-00151 и 09-05-01165).

Литература

1. Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов в мантии под океаническими хребтами и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика. 2009. № 50. С. 763–778.
2. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналогии в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 243 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 404).
3. Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г., Суслов П.В., Брюгманн Г. Структура каналов транспортировки расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. №6. С. 26–46.
4. Соболев А.В., Шимизу Н. Сверхобедненные расплавы и проницаемость океанической мантии // Докл. РАН. 1992. Т. 326, № 2. С. 354–360.
5. Aharonov E., Whitehead J.A., Kelemen P.B., Spiegelman M., Channeling instability of upwelling melt in the mantle. // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100(B10) P. 20433–20450.
6. Batanova V., Bruegmann G., Savelyeva G. Os Isotopic Composition and Highly Siderophile Elements: Tracers of Mantle Melting and Melt Percolation Processes (Voykar Complex, Polar Ural Ophiolites). Fall Meeting AGU Section Volcanology, Geochemistry, and Petrology Special Session V01 – Volcanology General Contributions. 2006. Reference Number 7506 PIN 1671.
7. Holtzman B.K., Koldstedt D.L. Stress-driven Melt Segregation and Strain Partitioning in Partially Molten Rocks: Effects of Stress and Strain // J. Petrol. 2007. Vol. 48. № 12. P. 2379–2406.
8. Kelemen P.B., Dick H.J.D. Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: Juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in Josephine peridotite, SW Oregon // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, № B1. P. 475–496.
9. Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. Extraction of Mid-Ocean-Ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature. 1995. Vol. 375. P. 747–753.
10. Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H.J.D. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath spreading ridges // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1997. Ser. A. V. 335. P. 283–318.
11. Nicolas A. A melt extraction based on structural studies in the mantle peridotites // J. Petrol. 1986. Vol. 27. P. 999–1022.
12. Suhr G. Melt migration under oceanic spreading ridges: Inferences from reactive transport modeling of the upper mantle hosted dunites. // J. Petrol. 1999. Vol. 40. P. 575–599.

**И.М. Сборщиков¹, О.В. Левченко¹, А.Н. Иваненко¹,
Ю.Г. Маринова¹**

Тектоника хребта Девяностого градуса (Индийский океан)

Хребет Девяностого градуса (Восточно-Индийский хребет в отечественной литературе) во многом уникальная структура в Индийском океане гигантской (около 5 тыс. км) протяженности, выдержанного простирания и своеобразного строения. Его происхождение до сих пор вызывает дискуссии, несмотря на большое количество исследований, проведенных в этом регионе. Представления о генезисе хребта варьируют от горстового образования на стыке литосферных плит до следа горячей точки. Разнообразные геофизические данные, характер магматизма определенно указывают на существенные изменения в строении хребта по простиранию (на разных широтах). Об этом же свидетельствуют и батиметрические материалы, даже такие обобщенные, как спутниковая альтиметрия. Еще более показательны детальные исследования на отдельных полигонах. Такого рода работы были недавно проведены на НИС «Roger Revelle» (США) при участии О.В. Левченко [1]. На семи полигонах проведены съемка многолучевым эхолотом, сейсмопрофилирование, магнитометрические и гравиметрические измерения, геологическое опробование.

На самом севере (от 6°с.ш до 6°ю.ш.) в пределах двух полигонов выделено несколько возвышенностей очевидно вулканического происхождения. Сейсмопрофилированием установлены мощности перекрывающих их осадков от 500 м до нескольких метров. В структуре характерны мощные системы (сбросовых, возможно со сдвиговыми составляющими) нарушений. Они ориентированы по двум основным направлениям: СЗ (320–330°) и СВ (40–45°). В месте их пересечения образуется сложный комплекс дислокаций, в целом связанных с растяжением. Несомненно и достаточно серьезные молодые вертикальные подвижки, с чем, очевидно, связаны оползневые образования на склонах вулканических гор. В целом, для этой части хребта несомненно характерна система эшелонированных структур северо-восточной ориентировки, что может трактоваться как проявление сдвиговых подвижек. На 2-м полигоне закартировано изолированное изометричное тело диаметром 5 км и высотой около 1 км проблематичного генезиса (вулкан или тело серпентинитов).

В пределах срединной части хребта работы велись на четырех полигонах (от 6° до 20°ю.ш.). Здесь также выявлена серия вулканических по-

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова (ИО) РАН, Москва, Россия

строек, и тоже в основном перекрытых достаточно мощными осадочными образованиями. И лишь на отдельных небольших участках сеймопрофилированием установлены свежие выходы (вулканического) основания. Структурно эти полигоны принципиально отличаются от северных. Здесь общее субмеридиональное простирание структур нарушается широтными сбросами, иногда формирующими достаточно мощные поперечные депрессии в рельефе. Косые, северо-восточные, нарушения немногочисленны. Глубокие депрессии, обрамляющие осевые вулканические поднятия с запада и востока, представляют собой простые грабены, иногда с террасированными склонами.

Полигон на крайнем юге (около 26° ю.ш.) отличается как общим строением, так и выявленными здесь необычными локальными объектами. В центре и здесь располагается мощная вулканическая возвышенность. С юго-востока она обрамлена глубокой депрессией северо-восточного простирания с чрезвычайно крутым, в виде единого эскарпа, северо-западным и ступенчатым юго-восточным склоном. Эта депрессия утыкается в другую меридиональную ложбину большой протяженности. Подводная возвышенность рассечена серией разрывов (сбросов) образующих систему грабенов с мощными вертикальными смещениями. Они простираются параллельно глубокой, вытянутой на северо-восток депрессии. В то же время в региональном плане эта часть хребта характеризуется наличием мощных северо-западных морфологических элементов. Особое место в структуре данного полигона занимают отдельные пикообразные формы рельефа (вулканы) весьма свежего облика, концентрирующиеся в области сочленения возвышенности с северо-восточной депрессией.

По имеющимся геолого-геофизическим материалам можно судить об общей структурно-тектонической ситуации в пределах хребта. Несомненно, это глобальное образование, в целом единое на разных участках, устроено по-разному. Общее здесь, по-видимому, почти повсеместно проявленный вулканизм (различного возраста, вплоть до самого молодого) и явное преобладание форм растяжения (что конечно, взаимосвязано). На севере ярко выражена система эшелонированных структур с косыми сбросами или сбросо-сдвигами. В центральной части – в основном меридиональные элементы, а на юге можно предполагать сочетание дислокаций различных простираний, возможно, с элементами эшелонирования (но иной ориентировки, чем на севере).

Литература

1. Левченко О.В. Рейс #KNOX066RR научно-исследовательского судна «Роджер Ревелл» 2007 г., геолого-геофизические исследования на Восточно-Индийском хребте // *Океанология*. 2009. Т. 49, № 6.

Мезозойские диоритпорфирит-гранитпорфировые дайковые пояса Восточного Забайкалья

В тектоническом отношении южная часть Восточного Забайкалья отвечает палеозойско-мезозойской Монголо-Забайкальской складчатой области, северная – Восточно-Сибирской платформе. Границей их служит субширотный Монголо-Охотский глубинный разлом. В южной части платформы параллельно последнему прослеживается Становой глубинный разлом (рисунок). После герцинской складчатости в северной части складчатой области и прилегающей части платформы, ограниченной с севера Становым разломом (в Становой зоне), в мезозое проявились активные магматические события, в том числе последовательно внедрялись: 1) крупные диорит-гранодиоритовые массивы; 2) крупные тела биотитовых, биотит-роговообманковых гранитов; 3) многочисленные пояса даек и небольших штокообразных тел диорит-порфиритов, гранит-порфиров, фельзит-порфиров, ромбен-порфиров, лампрофиров спессартит-керсантитового ряда, иногда грорудитов, единитов, базальтовых порфиритов. В большинстве районов дайки рассматриваются в качестве жильных серий упомянутых выше диорит-гранодиоритовых или гранитовых массивов, относимых к сохондинскому, кыринскому, шахтаминскому, амуджикано-сретенскому комплексам Монголо-Забайкальской области и амананскому комплексу южной части платформы. В некоторых районах выделяют самостоятельные дайковые комплексы – нерчинскозаводской в складчатой области, талгыгский на востоке Становой зоны. В западной части платформы дайковые серии ограничено распространены также и к северу от Станового разлома (Кодаро-Удоканский район, Байкальская горная страна).

Во всех перечисленных районах дайки датируют ранне-среднеюрским, доверхнеюрским возрастом. Они прорывают гранитовые массивы, галька жильных пород обнаружена в верхнеюрских конгломератах. Определения изотопного возраста калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами в разных районах дают цифры от 184 до 133 млн лет. В структурном отношении дайки образуют пояса, обладающие отчетливыми пространственными связями с зонами крупных разломов и оперяющими их трещинами. Обосновать принадлежность таких поясов к жильной серии крупных гранитовых тел с петрологической точки зрения довольно трудно. Это позволяет рассматривать их в качестве самостоятельных

¹ Российский университет дружбы народов (РУДН), Москва, Россия

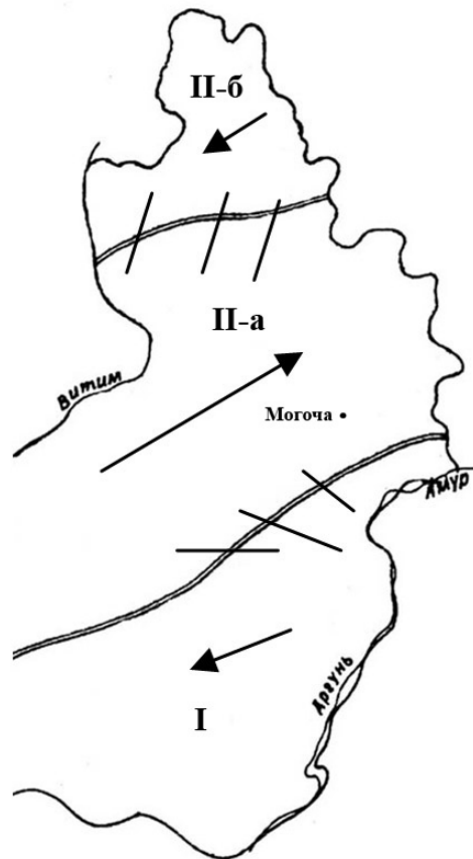


Рисунок. Схема районирования Восточного Забайкалья на стадии образования дайковых поясов

I – Монголо-Забайкальская складчатая область; II – Восточно-Сибирская платформа: II-a – Пристановая зона, II-b – Кодаро-Удоканский район. Тонкие линии на схеме отвечают простирацию дайковых поясов, стрелками обозначено направление предполагаемых сдвиговых движений

дайковых *диоритпорфирит-гранитпорфировых* ассоциаций. Длина отдельно взятых поясов варьирует от десятков километров до 100–110 км, количество даек внутри отдельных поясов может достигать 50% площади последних. Мощность даек колеблется от первых метров до 0.5 км, протяженность достигает 2–3 км. В осевых частях поясов обычно встречаются штоки и пластообразные тела площадью в первые квадратные километры.

Пояса данного типа образуют, по-видимому, два субширотных суперпояса, прослеживающихся вдоль Монголо-Охотского и Станового разломов. Пояса в зоне влияния Монголо-Охотского разлома имеют преимущественно северо-западное, иногда субширотное простирания, в зоне Станового – северо-восточное, восток-северо-восточное. Повторяемость субпараллельно ориентированных поясов в пространстве и связь их с разломами позволяют рассматривать последние в качестве трещин отрыва в зонах сдвигов (см. [2], с. 112). Ориентировка даек и их групп в пределах поясов зависит от оперяющих разломы трещин более высоких порядков и соответственно оказывается весьма различной. Можно полагать, что вся территория от северной части Монголо-Забайкальской складчатой области до части платформы, прилегающей с севера к Становому разлому, на стадии развития диоритпорфит-гранитпорфировых ассоциаций представляла собой единую динамическую систему, основные черты которой были обусловлены сдвиговыми движениями по зонам Монголо-Охотского и Станового разломов (см. рисунок).

На фоне общего устойчивого набора пород (от базальтовых порфиров до сиенит-порфиров) количественные соотношения их последовательно меняются с севера на юг по мере приближения к складчатой области. В наиболее удаленных (северных) поясах (хребет Кодар) преобладают породы основного состава (базальтовые порфириты, одиниты), южнее (хребты Удокан и Калар) – породы среднего состава (спессартиты, керсантиты, диоритовые порфириты), еще южнее (Шилка-Газимурский район) – породы кислого состава (гранит-порфиры, граносиенит-порфиры). В том же направлении последовательно возрастают размеры гипабиссальных тел. По подсчетам Н.С. Варгановой с соавторами [1], общая площадь группы тел сретенского комплекса, проявленных в районе Шилки (Сретенский массив, Амуджиканский и др.) составляет более 1000 км². Для всех петрографических разновидностей, независимо от размеров тел и глубины эрозионного среза, характерен порфировый облик. Породы (особенно в южной части региона) могут содержать до 60–90 % вкрапленников размером от 1 до 5.5 см. В кислых разновидностях выделяют две генерации вкрапленников: 1) кристаллы плагиоклаза, роговой обманки, биотита и 2) кристаллы калиевого полевого шпата и кварца. Кварц образует округлые вкрапленники с элементами бипирамидального строения. Иногда наблюдаются сростки двух или трех индивидов. В породах большинства разновидностей часто проявлена неравновесность состава вкрапленников и основной ткани, повышенная щелочность и аномально низкая железистость. Преобладающее число исследователей, изучавших эти образования, сходятся во мнении относительно их гибридного характера [4].

Примечательной особенностью ассоциаций является различная возрастная последовательность образования пород, устанавливаемая по пересечениям даек, в разных поясах (таблица).

**Наблюденная возрастная последовательность образования даек
в Пристановой зоне**

Хребет Кодар	Хребет Удокан	Становой хребет, по [3]
Фельзитпорфиры	Сиенитпорфиры	Кварцевые порфиры
Гранитпорфиры		Спессартиты, диоритпорфириты
	Одиниты	Кварцпорфиры, фельзитпорфиры
Кварцдиоритпорфириты		
Керсантиты, авгит-порфириты	Диоритпорфириты	Плагиоклазовые порфириты
		Диоритпорфириты
		Фельзитпорфиры

Перечисленные признаки отличают диоритпорфирит-гранитпорфировые ассоциации от всех «классических» типов магматических формаций (ассоциаций). Особенности состава и структурного положения таких ассоциаций позволяют предложить геодинамическую модель, согласно которой сдвиговые движения в зонах влияния глубинных разломов достигали глубин, достаточных для разрыва и горизонтальных смещений промежуточных магматических камер. Это неизбежно должно было вызывать перемешивание (и, следовательно, гибридный характер) расплавов и различия в последовательности их внедрения.

Литература

1. *Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербакова З.В.* Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 271 с.
2. *Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом, 2005. 496 с.
3. *Гуров Е.П., Гурова Е.П.* О тектоническом положении дайковых поясов Станового хребта // Геотектоника. 1967. № 6.
4. *Свешников К.И., Соломин Ю.С.* К вопросу о металлогенической специализации диоритпорфирит-гранитпорфировой формации западной части Алдано-Станового щита // Тезисы докладов Всесоюзной конференции по металлогении. Новосибирск, 1987. С. 55–56.

Зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала: проблема стратиграфии додевонских отложений

В Предуральском прогибе под молассами верхнего палеозоя прослеживается, по данным сейсмопрофилирования и бурения, комплекс отложений возрастом от рифея до девона. В настоящее время возраст и стратиграфическое расчленение этой толщи различными исследователями понимается по-разному. Некоторые исследователи считают, что на отложениях рифея и венда с несогласием залегают отложения девона, а толщи нижнего палеозоя (ордовика и силура) в пределах Предуральского прогиба выпадают из разреза, появляясь только на его восточной периферии и в складчатых структурах Урала. Этими авторами в разрезе выделяются карбонатсодержащие толщи рифейского возраста. По другой точке зрения, палеозойские отложения распространены на более обширной территории, и по крайней мере часть разреза карбонатных отложений принадлежит не рифею, а нижнему палеозою. Решение этого вопроса имеет практическую ценность. Если толща карбонатсодержащих пород имеет не рифейский, а нижнепалеозойский возраст, то она более перспективна для поисков залежей углеводородов по сравнению с рифейскими и заслуживает более детального изучения.

Проведенные нами исследования по корреляции разрезов позволили установить, что принятые региональные схемы стратиграфии додевонских отложений плохо увязываются между собой. В результате, один и тот же сеймостратиграфический комплекс карбонатно-терригенного состава, который может содержать нефтегазоносные ловушки, одними авторами документируется в Юрюзано-Сылвинской впадине как нижнерифейский [2], другими как верхнерифейский [1], а в Бельско-Актюинской впадине – как верхнерифейский или даже нижнепалеозойский [3]. Это, вероятно, связано с тем, что различные исследователи видят разное количество сеймостратиграфических комплексов под маркирующим сеймостратиграфическим комплексом верхнего девона, залегающим несогласно на всех нижележащих отложениях. К тому же додевонские отложения погружены на большую глубину и вскрыты лишь единичными скважинами. Многие разногласия объясняются сложным тектоническим строением Предуральского краевого прогиба, расположенным в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

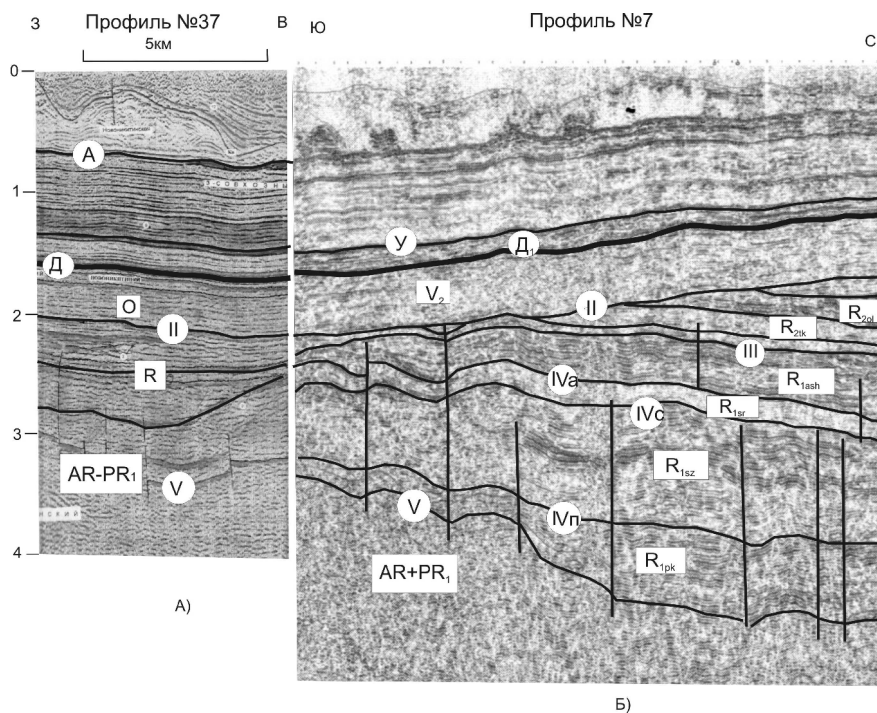


Рисунок. Сопоставление сейсмостратиграфических схем, принятых для Оренбургского Приуралья (А) и для Башкирского свода (Б)
 Цифрами в кружках показаны индексы сейсмических горизонтов.
 Индексами в квадратах обозначен возраст сейсмокомплексов

Большинство стратиграфов не учитывают опасности корреляции по данным бурения разрезов разных структурно-фациальных зон. В результате в одну и ту же свиту, в стратотипе которой даже определен возраст отложений, оказываются включенными образования совершенно другого состава и практически неизвестного возраста. К этому необходимо добавить, что в полях развития пород, традиционно относимых к докембрию, периодически обнаруживаются остатки палеозойских органических остатков. В частности, имеются данные о находках нижнедевонских растительных микрофоссилий в породах верхнего рифея [4].

Чтобы разобраться в этом вопросе, мы попытались скоррелировать сейсмокомплексы с одинаковым рисунком сейсмозаписи и одинаковым структурным положением (рисунок). Профили №37 и №7 пересекаются между собой, однако интерпретированы различными авторами [1, 3]. В результате получена следующая картина (см. рисунок). На меридио-

нальном профиле №7 выделен комплекс значительной мощности, который датирован поздним вендом [1]. В то же время на профиле №37 тот же комплекс, по мнению А.Н. Светлаковой, имеет нижнепалеозойский возраст [3]. (см. рисунок)

Таким образом, ознакомление с результатами интерпретации материалов МОГТ по серии региональных профилей, пересекающих Предуральский прогиб, а конкретно Юрюзано-Сылвинскую и Бельско-Актюинскую впадины, показало противоречивость оценки возраста сеймо-стратиграфических комплексов додевонского возраста. Все это требует дополнительного изучения, создания новых сеймо-стратиграфических схем. Проведенная работа позволит существенно расширить перспективы нефтегазоносности, если удастся доказать участие нижнепалеозойских отложений, а также уточнит историю развития этого важного в структурном плане региона.

Литература

1. Ардашева Т.С., Беляева Т.В., Валеев Г.З. Региональные геофизические исследования Башкортостана // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Первые Тимергазинские чтения. Уфа: Тау, 2004. С. 148–161.
2. Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашиова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь, 2001.
3. Светлакова А.Н., Разуваев В.И., Горожанина Е.Н., Пучков В.Н., Днистрянский В.И. и др. Новые данные о строении южной части Предуральского прогиба по результатам сейсмических работ // Докл. РАН. 2008. Т. 423, №4. С. 502–506.
4. Чибрикова Е.В., Олли В.А. Новые находки органических остатков в допалеозойских (?) отложениях Урала / Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы VII Межрегион. конф. Уфа: ИГ УНЦ, 2006. С. 132–134.

Л.А. Сим,¹ Г.В. Брянцева²

Новейший орогенез Пай-Хоя

Зона сочленения горных сооружений Пай-Хоя и Полярного Урала, как и сами эти сооружения, имеют сложное внутреннее строение. Покровно-складчатые структуры Полярного Урала сформировались в результате процесса горизонтального сжатия в период тектонической кол-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

² Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

лизии (D₃-P) Балтии, Восточно-Уральских микроконтинентов и Казахстана [5, 6]. Формирование структур Пай-Хоя связано с коллизией (P₂-J) СВ части континента с Байдарацкой островной дугой, ориентированной практически перпендикулярно Тагильской островной дуге с омоложением структур к западу, в сторону Предуральского прогиба [5]. Внутренняя структура Пай-Хоя и Полярного Урала имеет покровно-складчатое строение с отложениями глубоководных фаций, надвинутых в виде серии пластин на шельфовые отложения. На Пай-Хое надвижение ориентировано в ЮЗ направлении, а на Полярном Урале тектонические покровы перемещены в западном направлении и надвинуты по фронтальному Карско-Осовейскому надвигу на структуры Пай-Хоя. Пай-Хой с СВ обрамляется Байдарацким тыловым прогибом, сложенным пермскими молассаами, а на юго-западе ограничен Коротайхинской впадиной Предуральского краевого прогиба. В современном рельефе граница горного сооружения и Коротайхинской впадины носит неровный угловатый характер.

Горные сооружения Полярного Урала Пай-Хоя испытали эпиколлизионный орогенез в олигоцен-четвертичное время на Урале, а на Пай-Хое из-за запаздывания тектонических процессов он начался лишь в голоцене [6].

Методы исследования. Изучение новейших орогенных структур района производилось комплексом методов. Выявление новейших разрывных нарушений, проявленных в рельефе, проводилось по методике Н.П. Костенко [1], согласно которой при структурно-геоморфологическом дешифрировании топографической карты линейное расчленение рельефа отражает наиболее благоприятные условия эрозии, связанные с зонами повышенной трещиноватости и дробления пород. Морфология Пай-Хоя была изучена с помощью детального анализа топографической карты масштаба 1:500 000. Проверка положения зон трещиноватости, выявленных при дешифрировании, проводилась по данным анализа комплексных геолого-геоморфологических профилей. Для выяснения закономерностей строения рельефа было построено 12 профилей, из которых 3 проходили по простиранию и 9 вкрест простирания рассматриваемого района зоны сочленения Пай-Хоя и Полярного Урала. В результате структурно-геоморфологического дешифрирования построена карта новейших деформаций. Кинематические типы разрывных нарушений восстанавливались структурно-геоморфологическим (СТ) методом реконструкции неотектонических напряжений [2] с использованием топографических карт масштаба 1:500 000 и 1:1 000 000, а также космических снимков

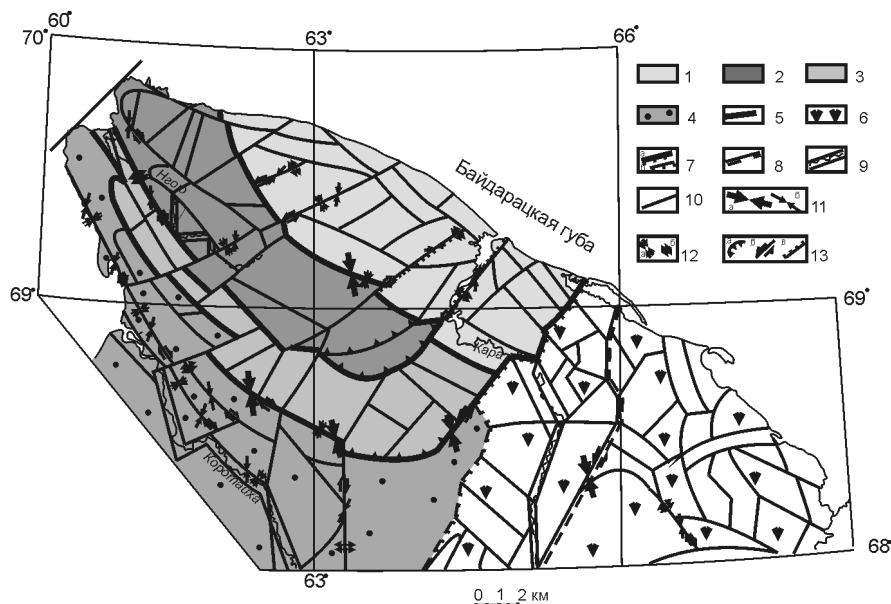


Рисунок. Схема новейших деформаций Пай-Хоя

1–3 – новейшие структуры Пай-Хоя: 1 – Северная, 2 – Центральная, 3 – Южная; 4 – Коротаихинская впадина; 5 – границы новейших структур; 6 – Полярный Урал; 7 – граница между Пай-Хоем и Полярным Уралом (а – достоверная, б – предполагаемая); 8 – Кара-Осовейский разлом; 9 – крупные реки в поясе меандр; 10 – разломы; 11 – оси сжатия в горизонтальной плоскости (а – I, б – II и более мелких рангов); 12 – геодинамические обстановки (а – сжатия, б – растяжения); 13 – кинематические типы (а – надвиги, б – сдвиги, в – сбросы)

Результаты. Характерной чертой структур Пай-Хоя, выраженных в современном рельефе, является их СЗ простирание и дискретное изменение относительно Урала. Горные сооружения разбиты на блоки разных рангов с различными высотами и раздробленностью, характеризующими индивидуальные движения. Формирование орогенной структуры Пай-Хоя происходит при субмеридиональном сжатии, согласующимся с региональным полем напряжений, восстановленным ранее по Полярному Уралу [3].

При анализе рельефа Пай-Хоя в плане можно выделить три системы поднятий, которые условно названы Северная, Центральная (собственно горное сооружение Пай-Хой) и Южная (рисунок). Северная и Южная системы соответствуют Карской и Коротаихинской впадинам, вовлеченным в новейший орогенез. Они по-разному выражены в современном рельефе и имеют различное геологическое строение. Выделенные сис-

темы ограничены согласными разломами, включающими в себя омоложенные участки надвигов, и осложнены системами секущих разломов преимущественно СВ простирания. Все согласные разломы имеют праводвиговую, а секущие разломы СВ простирания преимущественно леводвиговую составляющие перемещений. Отдельные разломы образуют структурные парагенезы, состоящие из надвигов и сдвигов.

Северо-Пайхойское (СПХ) горное сооружение на северо-западе имеет незначительную ширину и постепенно расширяется в центральной части. Здесь его высота достигает 200 м. К ЮВ высота горного сооружения снижается до 100–140 м. Хребет имеет асимметричное строение с крутым ЮЗ и пологим СВ склонами. СПХ хребет по Северо-Пайхойскому надвигу отделен от Центрально-Пайхойского. В современном рельефе данный надвиг на отдельных участках выражен в рельефе, т.е. наблюдается омоложение древних разрывов. Горное сооружение осложнено локальной впадиной, ограниченной разломами СВ простирания, сформированными в обстановке растяжения. При этом СЗ пограничный разлом является правым сбросо-сдвигом, а ЮВ – левым сдвигом.

Центрально-Пайхойское (ЦПХ) горное сооружение располагается между древними Северо-Пайхойским и Главным надвигами. Оно отчетливо выражено в рельефе и характеризуется высотами 200–250 м с отдельными вершинами, достигающими высот 300–400 и более м. Наиболее высокие вершины сложены прочными интрузивными образованиями.

Южно-Пайхойское (ЮПХ) горное сооружение резко меняет свое простирание с СЗ на ЮВ в районе г. Ходатмылык, как бы огибая ЦПХ горное сооружение, и граничит на севере с СПХ горным сооружением по впадине, разрабатываемой р. Кара.

На СЗ ЦПХ и ЮПХ горные сооружения подразделяются небольшой приразломной впадиной, занятой р. Малая Нгоя. Высота данного горного сооружения составляет 200 редко 250 м. ЮПХ горное сооружение граничит с Кортаихинской впадиной.

Полярный Урал в зоне сочленения его с горным сооружением Пайхой имеет сложное внутреннее строение, которое в какой-то мере выявляется и в современном рельефе. Предполагаемая граница между названными структурами проходит на значительном протяжении по долинам рек Силоваяха и Силовая, а выше долины р. Кара трассируется довольно уверенно и выходит к заливу Торасавэй в устье р. Нгояха.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект №09-05-00034-а.

Литература

1. Корчуганова Н.И., Костенко Н.П., Межеловский Н.Н. Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. М.: МПР РФ: Геокарт МГТА, 2001. 212 с.

2. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв.вузов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3–27.

3. Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев К.В. О перестройке структурного плана и севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала в новейший этап // Проблемы тектонофизики: К 40-летию создания М.В. Гзовским Лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ, 2008. С. 349–357.

4. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 191 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 531).

5. Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург. УрО РАН, 2004. 226 с.

6. Юдин В.В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 286 с.

**Д.А. Симонов¹, В.С. Захаров¹, О.В. Гайдаленок¹,
Е.А. Маловичко¹**

Применение методики расчета дискретных движений блоков земной коры активных областей по данным GPS на примере Южной Калифорнии

Введение. В последние десятилетия при решении задач геодинамики все шире используются спутниковые данные высокоточного определения координат, преимущественно измерения GPS (глобальной системы позиционирования), для определения современных величин и скоростей смещений земной поверхности. Причем точность этих данных, а, следовательно, и точность получаемых благодаря ним выводов постоянно увеличивается. Хотя и не повсеместно, но возрастает и плотность сетей GPS. Два этих фактора позволяют перейти от оценки современных движений плит и микроплит к расчету дискретных движений более мелких блоков земной коры. Последние годы в мире начали развиваться методики определения таких движений [1–6]. Здесь намечаются два основных подхода к решению задачи.

К первой группе методов [5, 6] можно отнести методики, при которых сначала по геологическим, тектоническим, геоморфологическим и т.п. данным проводится выделение относительно жестких (вариант – жестко-упругих) блоков и их границ, а затем уже анализируются данные по пунктам GPS, попавшим в тот или иной блок, и вычисляются кине-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ)

матические характеристики движений (полюсы вращений, угловые скорости, относительные движения).

Ко второй группе методов [1–4] можно отнести методики, при которых за основу при выделении блоков берется главным образом анализ кинематики или соотношения взаимных перемещений пунктов сетей GPS для создания дискретных кинематических моделей отдельных регионов. При этом *в первую очередь* в качестве жестких однородных блоков земной коры принимаются кинематически однородные блоки, подтверждение границ которых проводится по геологическим и геоморфологическим данным.

Целью работы является изучение современной блоковой кинематики Южной Калифорнии с применением методики, разработанной авторами [1, 4], для подтверждения возможностей метода. Данный регион был выбран из-за того, что сеть GPS здесь является одной из лучших в мире. Кроме того, для данного региона уже имеется ряд схем блокового строения [5, 6], что позволяет сравнить результаты, полученные при разных подходах.

В качестве исходных данных для определения кинематики блоков была использована однородная база данных CMM3 (Crustal Motion Model. Vol. 3) сейсмологической службы Калифорнии. Для подтверждения границ были выбраны базы данных по современным активным разломам Геологической службы Калифорнии (www.conservation.ca.gov/CGS), геологическая карта Южной Калифорнии (www.pubs.usgs.gov), данные дистанционного зондирования SRTM, Landsat ETM+. Кроме того, полученные результаты были сопоставлены с данными по решению механизмов очагов землетрясений.

Методика расчетов. Движения блоков, особенно небольших, являются достаточно сложными и могут быть представлены как вращение вокруг различных полюсов, как вращение вокруг внутренней оси или как комбинация обоих типов движения. В работах [1, 4] разработаны оригинальные алгоритмы, позволяющие выделять наборы точек («кластеры»), принадлежащих к *единому эйлерову полюсу* P и имеющих *одинаковую угловую скорость* ω (в пределах заданных ошибок). Эти кластеры интерпретировались нами как *жесткие кинематические блоки*, при этом критерием являлась именно согласованность движения. В качестве жесткого блока земной коры такой блок можно рассматривать после подтверждения его границ по геологическим данным. Заданные ошибки в данной работе принимались достаточно большими (отклонение линейного вектора скорости 10° и отклонение угловой скорости 10%). Такой выбор параметров позволяет пренебречь незначительными внутренними вращениями, что существенно упрощает анализ, хотя и существует вероятность потери мелких изометричных блоков. Минимизация

ошибок является следующим шагом исследований. Была проведена проверка методики кластеризации на чувствительность к выбору *начальной точки*. Выявлено, что конечный результат кластеризации *не зависит* от этого выбора и является достаточно устойчивым.

На основании вычисленных параметров движения определяются относительные движения отдельных блоков. В настоящей работе используется один из четырех методов определения относительных движений, представленных в [1, 4]. Метод имеет следующие алгоритмы: 1) выбирается блок 1, который имеет эйлеров полюс $P_1(\phi_1, \lambda_1)$, вектор угловой скорости ω_1 , и точка T , относящаяся к блоку 2, который имеет эйлеров полюс $P_2(\phi_2, \lambda_2)$, вектор угловой скорости ω_2 ; 2) вычисляется угловая скорость $\omega' = \omega_2 - \omega_1$ блока 2 относительно блока 1; 3) вычисляется относительная линейная скорость точки T в глобальной системе координат $V' = [\omega' \times r]$, где r – радиус-вектор точки T ; 4) вычисляется скорость относительного движения в локальной системе координат.

В данном методе точки в самом блоке остаются неподвижными друг относительно друга в пределах заданной ошибки. Метод не учитывает собственного вращения блоков, поэтому наиболее корректные результаты методика даст при работе с вытянутыми структурами, как в данной работе.

Результат проведенного анализа. В Южной Калифорнии удалось выделить ряд блоков, в основном линейно вытянутых в Северо-Западном направлении вдоль разлома Сан-Андреас, и определить характер и скорости их движения. Одним из наиболее интересных результатов является то, что вдоль асейсмичной части разлома Сан-Андреас, на участке между разломами Гарлок и Сан-Джасинто, выделяется кинематически стабильная область шириной 10–20 км. В пределах этой области движения пунктов GPS на обоих крыльях разлома является согласованным, т.е. разлом является «зажатым», или «запертым», что может свидетельствовать о накоплении напряжений на этой его части и о возможности катастрофического землетрясения. Движения остальных выделенных блоков определялось нами *относительно именно этой стабильной зоны*. Важно отметить, что относительные скорости движения блоков возрастают по мере удаления от разлома Сан-Андреас. Севернее разлома, в районе пустыни Мохаве, выделяется ряд кинематически однородных кластеров, но, в связи с тем, что здесь сильно развит чехол рыхлых четвертичных отложений, подтвердить границы геологических блоков по имеющимся материалам оказалось крайне затруднительным.

Южнее разлома Сан-Андреас удалось более уверенно выделить несколько линейно вытянутых блоков. Скорость и направление их движения в целом соответствуют общему структурному плану, однако их гра-

ницы не всегда можно подтвердить откартированными современными разломами. Причем интересно, что чаще всего подтверждаются разломами транспрессионные границы, в то время как чисто сдвиговые или трансензионные границы кинематических блоков не всегда совпадают с сеткой разломов. В ряде случаев удается отдешифровать такие границы по данным дистанционного зондирования, однако результаты дешифрирования требуют полевого подтверждения.

Кинематика выделенных блоков хорошо согласуется с данными по сейсмичности района. Особенно интересным является то, что транспрессионные границы выделенных блоков хорошо совпадают с областями, в которых распространены землетрясения со взбросовыми типами механизмов очагов. Важно, что одна из таких сейсмически активных транспрессионных границ протягивается вдоль разломов Санта-Сюзанна и Сими, юго-восточнее кинематически стабильной части разлома Сан-Андреас, что может свидетельствовать о частичной разгрузке напряжений вдоль этих разломов, что также может отражаться на активности разлома Сан-Андреас на данном сегменте.

Выводы. Таким образом, предложенная методика позволяет получать достаточно хорошие результаты при анализе блоковой кинематики активных областей. Полученные результаты в целом коррелируют с геологическими и сейсмологическими данными, несмотря на ряд проблем, требующих разрешения. Кроме того, результаты могут быть использованы в качестве дополнительной информации при прогнозе землетрясений. Вместе с этим, достаточно серьезной проблемой является разработка методов, позволяющих учитывать внутреннее вращение блоков, что существенно повысит точность исследований.

Литература

1. *Захаров В.С., Симонов Д.А.* Анализ современных дискретных движений блоков земной коры геодинамически активных областей по данным GPS // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2010 (в печати).
2. *Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г.* Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии. // Геотектоника. 2007, № 1. С. 16–29.
3. *Зубович А.В., Мосиенко О.И., Кузиков С.И., Меллорс Р.* Изучение современной тектоники Тянь-Шаня по данным космической геодезии // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 243–244. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ. Т. 1).
4. *Симонов Д.А., Захаров В.С., Лю С.* Методики анализа современных дискретных движений блоков геодинамически активных областей по данным GPS (на примере Эгейско-Анатолийского региона) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 215–219. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ. Т. 2).

5. *McCaffrey R.* Block kinematics of the Pacific–North America plate boundary in the southwestern United States from inversion of GPS, seismological, and geologic data. // *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110, №B07401. doi:10.1029/2004JB003307

6. *Meade B.J., Hager B.H.* Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements // *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110, №B03403. doi:10.1029/2004JB003209.

А.Н. Сироткин¹

**Архипелаг Шпицберген: геодинамика
ранне-среднепалеозойского этапа развития основания
Баренцевоморской плиты**

Каледонский этап в геологической истории Шпицбергена во многом является ключевым, поэтому так велико к нему внимание геологов. Доминирующие версии истории этого региона обосновывают возможность каледонского коллизионного орогенеза, сопровождаемого интенсивным метаморфизмом и внедрением гранитных интрузий. Этот процесс завершился орогенным этапом с формированием девонской красноцветной молассы во внутренних и наложенных впадинах [4 и др.]. Другие исследователи [9] относят девонский грабен Шпицбергена к эпиорогенной рифтовой зоне, где рифтогенез являлся непосредственным продолжением орогенного этапа развития. Одновременно работами ряда авторов [1, 7 и др.] обосновывалось существование платформенного режима на Шпицбергене в раннем палеозое и, следовательно, иная природа девонских тектонических процессов. В последнее время высказаны идеи, что девонский комплекс Шпицбергена сформирован в обстановке среднепалеозойского внутриплатформенного рифтогенеза [6, 12 и др.].

Допалеозойский фундамент Баренцевоморской плиты на Шпицбергене представлен комплексами PR_1 и R_1 метаморфитов, R_2 осадочно-вулканогенным комплексом и R_3 – V платформенными отложениями. Здесь проявлены предраннепалеозойский перерыв и несогласие, которые предполагались ранее [1, 7 и др.] и доказаны теперь [6]. Отложения PZ_1 формировались в платформенных обстановках [1, 4 и др.]. Девонский орогенез на Шпицбергене стал результатом заложения на древней платформе рифтогенной структуры (рис. 1) вследствие регенерации более древнего, среднерифейского палеорифта в ходе тектономагматиче-

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

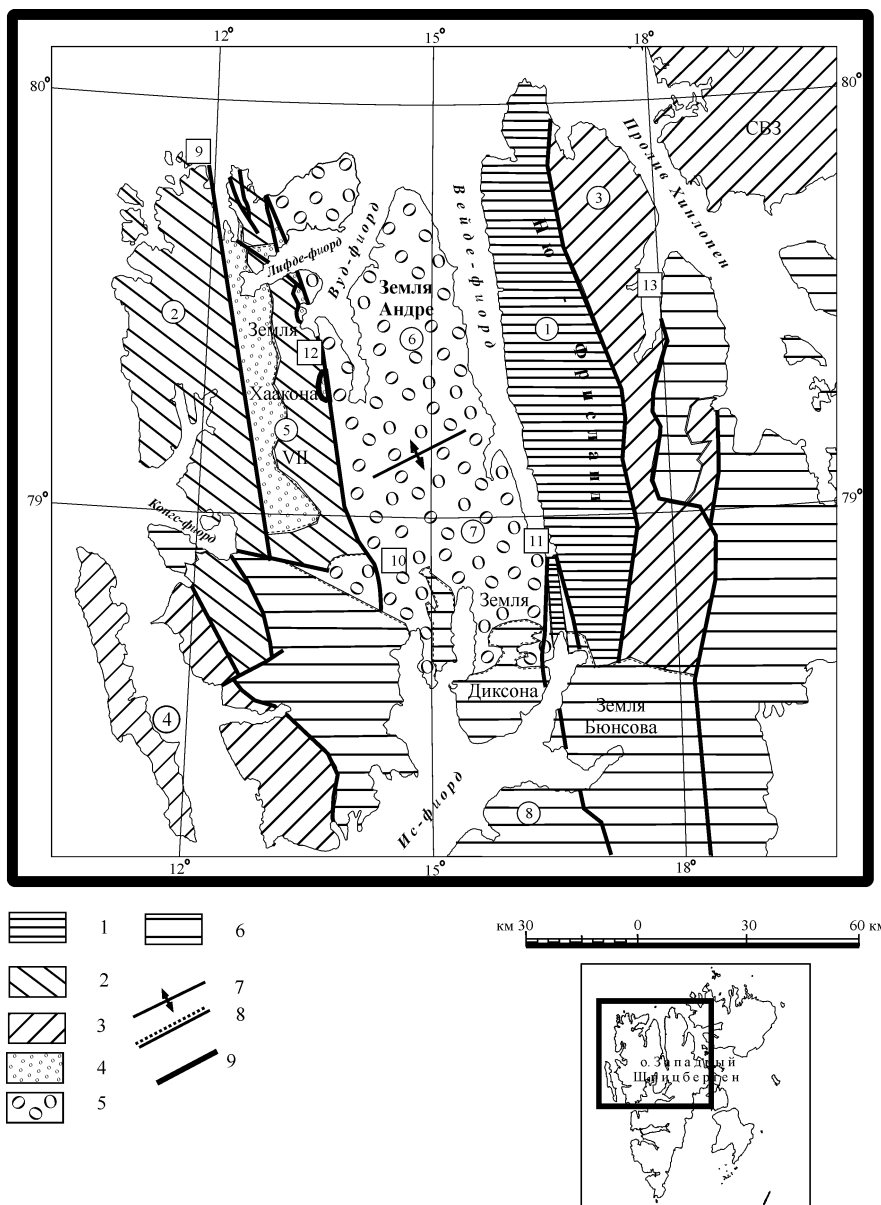


Рис. 1. Тектоническая схема северной части острова Западный Шпицберген 1–6 – структурно-вещественные комплексы: 1 – раннепротерозойский, 2 – раннерифейский, 3 – позднерифейский-раннепалеозойский, 4–5 – девонского грабена (4 – позднесилурийский-раннедевонский орогенный, 5 – девонский посторогенный); 6 –

платформенного чехла (карбон-неоген), 7 – ось валообразного поднятия Земли Андре, 8 – несогласные геологические границы, 9 – тектонические нарушения. Структуры I порядка (цифры в кружках): 1 – антиклинорий Западного Нью Фрисланда; 2 – антиклинорий СЗ Шпицбергена; 3 – Хинлопенский синклинорий; 4 – горст-антиклинорий Западного Шпицбергена; 5–7 – девонский грабен: 5 – западная тектоническая ступень, 6 – моноклираль Земли Андре, 7 – моноклираль Земли Диксона; 8 – Западно-Шпицбергенский прогиб. Крупные нарушения (цифры в квадратах): 9 – разлом Монакобреен; 10 – Брейбогенский разлом; 11 – Биллефьордская зона разломов; 12 – система надвигов Бокк-фьорда; 13 – разлом Лум-фьорд – Агард-бухта

ской активизации глубоких уровней коры и мантии [12 и др.]. Унаследованность новой среднепалеозойской структуры во многом доказывается ее пространственным совмещением с древней структурой и их общей ориентировкой. Процессу грабенообразования непосредственно предшествовали продолжительный период устойчивого сводового воздымания территории архипелага в ордовике–силуре, что фиксируется перерывами в осадконакоплении и появлением конгломератов [4, 5, 14 и др.], и формирование plutонических массивов гранитоидов А-типа субщелочного ряда [6, 12 и др.].

Заложение структур грабена началось с активизации древних ослабленных зон – глубинных разломов. Глыбовые движения холодной коры вдоль них привели к созданию новой горной страны, где чередовались выступы фундамента и узкие асимметричные впадины, ориентированные вдоль разломов. Именно здесь начали формироваться самые древние из известных сложения девонского комплекса – серия Сиктефьеллет (рис. 2): вдоль склонов откладывались конгломераты, а на удалении от выступов они сменялись песчаниками. Характер обломочного материала указывает на то, что их формирование шло за счет разрушения, в основном, метаморфического комплекса СЗ Шпицбергена. Линия смены осадочных фаций в этом бассейне была ориентирована в ВЮВ направлении.

Однако активизация древних ослабленных зон не являлась одноактным процессом. Начиная с конца S_2 (?) и в течение лохковского времени D_1 мощные движения по ним повторялись как минимум трижды, результатом чего в первую очередь становилась перестройка локальных осадочных бассейнов и смена источников сноса. Эти процессы зафиксированы как несогласиями между отдельными толщами (см. рис. 2) и их большой фациальной изменчивостью, так и формированием надвига Бокк-фьорда (см. рис. 1), который стал отражением локальных процессов сжатия в этой в целом расширяющейся зоне.

Тектоническая перестройка района в предредбейское время привела к формированию узкого субмеридионального бассейна, при этом основная область его питания располагалась на востоке, в районе нынешней

Рис. 2. Схема корреляции девонских отложений западной и восточной структурно-фациальных зон (девонский грабен Шпицбергена)

Схема	Округ	Ярус	Западная СФЗ				Восточная СФЗ								
			Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита					
Девонская	Верхний	Фамонский	Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Мимрдален	Подсвита	Серия
	Средний	Франкский	Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Вейде Бей	Подсвита	Серия
		Эйфосский	Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Грей Хук	Подсвита	Серия
		Сьюэ-месс-кэй	Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Вуд Бей	Подсвита	Серия
	Нижний	Локковский	Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Бен Невис	Подсвита	Серия
			Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Френкель-рюгген	Подсвита	Серия
			Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Андре-брюен	Подсвита	Серия
			Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Принсес-ен-Алмоз	Подсвита	Серия
			Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Работ-даген	Подсвита	Серия
			Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Вульф-берсет	Подсвита	Серия
			Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Сиктефислет	Подсвита	Серия
			Андре Ленд	Серия	Подсвита	Подсвита	Подсвита	Серия	Подсвита	Подсвита	Серия	Андре Ленд	Лилльсбур-фислет	Подсвита	Серия

Земли Андре. В результате на первых этапах существования бассейна формировались конгломератовые толщи свит Вульфбергет и Принцесса Алиса за счет разрушения пород R_3 – PZ_1 комплекса. На это обстоятельство указывают как состав галек конгломератов, так и обнаруженные в этих гальках микрофауна и фауна. Скорости аккумуляции были очень высокие, а дальность переноса материала, видимо, невелика. После завершения накопления осадков свиты Принцесса Алиса район претерпел новую тектоническую перестройку, в результате чего только что сформированный осадочный комплекс нижней подсерии Ред Бей был приподнят и подвергнут, частично, процессам денудации. Итогом стало формирование сети речных долин широтного и ЮЗ направления (в современных координатах). В осевых зонах долин конгломераты двух нижних свит серии Ред Бей были размыты почти до основания; затем (или одновременно) начал формироваться комплекс аллювиальных толщ верхней подсерии Ред Бей за счет размыва в основном нижних конгломератов. С этой стадией развития бассейна связаны проявления кислого вулканизма [11 и др.]. В целом, своеобразие и основные характеристики Редбейского бассейна определены его особым положением в структуре западной тектонической ступени и ее тектоническим режимом. Сходные процессы могли происходить и в пределах Билле-фьордской зоны, поэтому базальные толщи в грабен-синклинали бухты Петунья могут относиться к этому же этапу.

Следующим этапом в истории развития района стало формирование посторогенных структур девонского грабена. Эта структура продолжала развиваться в раннем девоне в результате процессов в нижней коре и мантии, ускорявших процессы растяжения. Формирующийся грабен имел субмеридиональное простирание и располагался между поднятиями СЗ Шпицбергена и Нью Фрисланда. На юг он простирался в направлении южного Шпицбергена и, возможно, включал в себя область Медвежинско-Надеждинского поднятия. Первоначальная структура, видимо, представляла собой систему сопряженных полуграбенов, которые закладывались по системе древних разломов, являвшихся каналами тектонического прогибания древней страны. Полуграбен, в пределах которого находится Земля Андре, имел ширину более 50–60 км, а его восточной границей была, возможно, Билле-фьордская зона разломов. Его западная граница не имела в то время контрастно-рельефного характера, косвенным подтверждением чего служит характер фациальной изменчивости осадков свиты Вуд Бей, которые формировались в условиях структурно-геоморфологического контроля. Размерность зерна в отложениях свиты уменьшается с юго-востока на северо-запад, т.е. основное питание бассейна осадконакопления шло с востока, где крутизна бортов грабена оп-

ределяла грубообломочный характер новообразованных пород в основании тектонического уступа, тогда как на западе в результате этого накапливались более тонкие фации. Новообразованный бассейн имел первоначально более крупные размеры, чем те, что сохранились на сегодняшний день. Обнаружение отложений свиты Вуд Бей к западу от Брейбогенского разлома указывает на то, что этот бассейн простирался на запад, перекрывая частично или полностью как западную тектоническую ступень, так и восточную часть антиклинорного поднятия СЗ Шпицбергена. Последние геофизические материалы позволяют предполагать наличие этих пород и на Нью Фрисланде.

В то же время валлообразное поднятие Земли Андре [2], расположенное на широте Вест-фьорда, являлось, видимо, трансформной зоной между двумя полуграбенами, которая, с одной стороны, контролировала положение тектонических плечей этих структур, а, с другой – формировала консидементационные структуры осадочного комплекса. Опускание территории полуграбенов шло неравномерно: участки, примыкающие к Билле-фьордской зоне разломов и в то же время удаленные от валлообразного поднятия, опускались быстрее. Как следствие этого, северо-восточная часть нынешней Земли Андре испытывала более нисходящие движения. Результатом стало формирование консидементационных моноклиналей, погружающихся к СВ и ЮВ.

Тектонический режим развития рифтогенных депрессий диктует прежде всего направленную смену обстановок осадконакопления – от субаэральных к морским [8]. И в данном случае начальные фазы формирования рифтогенной структуры характеризовались флювиальными и озерными обстановками осадконакопления. В результате в условиях, вероятно, аридного климата формировалась красноцветная толща. Уже позже, на рубеже раннего и среднего девона, в прибрежно-морских условиях формировалась нижняя часть (существенно карбонатная) свиты Грей Хук. Отсутствие же в разрезе грабена значительных проявлений вулканистов лишь подтверждает тезис о холодной литосфере под ним и об отсутствии магматических очагов в средних и верхних горизонтах коры.

Крупная тектоническая перестройка рифтогенной системы произошла примерно в то время, когда в результате активизации других систем глубинных разломов (разломы Монакобреен и Брейбогенский) полуграбены были преобразованы в грабены. Эту стадию развития Шпицбергенского грабена можно охарактеризовать как провальную [8]. Итогом этого стало достаточно быстрое погружение бассейна и формирование комплекса сероцветных глинистых осадков большой мощности. Валлообразное поднятие Земли Андре перестало быть фактором, контролирующим процесс осадконакопления, и поэтому по обе стороны от не-

го на всей площади Земли Андре подсвета Тавлефьеллет (глубоководные глинистые осадки) имеет идентичный характер [10].

Следующие тектонические события произошли на рубеже среднего–позднего девона, когда в пределах всей рифтогенной структуры возобновились складчато-глыбовые движения. Итогом этого стало формирование системы сопряженных пликтивных структур субмеридионального простирания и систем субмеридиональных разломов малой и средней амплитуды, нарушающих крылья и ядра этих складок. С этими событиями связано и формирование главных рудопроявлений внутри девонского комплекса. Локализованные в пределах зон глубинных разломов и связанные непосредственно с оперяющими их нарушениями и зонами брекчирования эти проявления (полиметаллы, барит, флюорит) формируют рудные районы, субпараллельные структуре грабена [13 и др.]. С завершением этого этапа связано внедрение даек щелочно-ультраосновного состава (лампрофиры, кимберлиты, долериты), маркирующих мощные зоны растяжения [3 и др.], и накопление континентальных осадков свиты Мимердален.

Девонский грабен Шпицбергена является результатом внутриплитного рифтогенеза. Его природа обосновывается целым рядом доказательств, к которым надо отнести платформенный генезис подстилающих комплексов R_3 – PZ_1 ; состав кислых (S_2 – D_1) и ультраосновных (D_3) магматитов; характер разреза и структуры разломов девонского грабена; формирование вдоль зон глубинных разломов рудопроявлений флюорит-барит-полиметаллической формации, в том числе проявлений жильного флюорита, что является индикатором геодинамических обстановок континентального рифтогенеза [15 и др.].

Литература

1. *Бархатов Б.П.* Основные этапы тектонического развития архипелага Шпицберген // Вестн. ЛГУ. 1970, №6. Вып. 1. С. 157–159.
2. *Буров Ю.П., Семевский Д.В.* Основные черты тектонического строения девонского грабена (остров Шпицберген) // Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 103–117.
3. *Евдокимов А.Н., Сироткин А.Н., Бурнаева М.Ю., Радина Е.С.* Первая находка аксессуарных минералов кимберлитов в мафит-ультрамафитовых дайках Шпицбергена // Докл. РАН. 2006. Т. 407, №2. С. 275–279.
4. *Красильщиков А.А.* Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя Шпицбергена. Л.: Недра, 1973. 120 с.
5. *Костева Н.Н., Тебеньков А.М.* Стратиграфия ордрвикско-силурийских отложений района Сент-Джонс-фьорда (архипелаг Шпицберген) // Геология полярных областей Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2009. С. 297–301. (Материалы XLII Тектонич. совещ.; Т. 1).

6. Кузнецов Н.Б. Основание Свальбарда: северо-восточное продолжение скандинавских каледонид или северо-западное продолжение протоуралид-тиманид? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, Вып. 3. С. 23–51.
7. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 192 с.
8. Литогеодинатика и минералогия осадочных бассейнов / Ред. А.Д. Щеглов. СПб: ВСЕГЕИ, 1998. 479 с.
9. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
10. Мурашов Л.Г., Мокин Ю.И. Стратиграфическое расчленение девонских отложений острова Шпицберген // Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 78–92.
11. Мурашов Л.Г., Пчелина Т.М., Семевский Д.В. Новые данные о проявлениях вулканизма в нижнедевонских и верхнетриасовых образованиях о. Западный Шпицберген // Геология Шпицбергена. Л.: Севморгеология, 1983. С.96–101.
12. Сироткин А.Н. Эволюция регионального метаморфизма комплексов кристаллического фундамента Шпицбергена // Геология полярных областей Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2009. С. 179–183. (Материалы XLII Тектонич. совещ.; Т. 2).
13. Сироткин А.Н., Хайлов В.В., Никитин Д.В. Минералогия и генезис рудопроявлений Центрально-Шпицбергенской полиметаллической зоны (о. Западный Шпицберген). Зап РМО. 2007. Ч. 136, №5. С. 76–93.
14. Стратиграфический словарь Шпицбергена. Л.: Недра, 1990. 203 с.
15. Щеглов А.Д. К металлогении рифтовых зон // Геология руд. месторождений. 1989. №1. С. 13–25.

**Е.В. Скляр¹, В.С. Федоровский², А.Б. Котов³,
А.В. Лавренчук⁴, А.М. Мазукабзов¹, А.Е. Старикова⁴**

Карбонатиты – продукты плавления метаосадочных пород в коллизионных обстановках: характер проявления и тектонические следствия

Карбонатиты, мантийная природа которых обоснована изотопно-геохимическими, минералогическими и экспериментальными данными [3], традиционно рассматриваются в качестве продуктов внутриплитного магматизма, проявленного главным образом в пределах жестких кратонных блоков. В последние годы, однако, они были выявлены в пределах Гималайской [5], а также более древних коллизионных систем [2]. Наряду с типичными карбонатитами в Гималаях были описаны карбо-

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

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

натные тела, которые обладают признаками магматического внедрения, однако изотопно-геохимические и минералогические особенности свидетельствуют об их формировании в результате плавления осадочно-карбонатного субстрата [6]. Коровые карбонатные выплавки были также зафиксированы в каледонидах Норвегии [7] и Западного Прибайкалья [2]. Поскольку понятие и наполнение термина «карбонатит» уже устоялось и предполагает наличие изотопно-геохимических и минералогических мантийных меток, то при описании коровых карбонатных выплавок Ю.Лью с соавторами было использовано определение «карбонатитоподобные породы» [6], а Е.В.Скляровым с соавторами – «квазикарбонатиты». Нам представляется более удачным термин «карбонатиты», описанию проявлений которых (главным образом, в пределах Ольхонской коллизионной системы Западного Прибайкалья) и посвящено настоящее сообщение.

В пределах Ольхонской коллизионной системы выделяется три типа карбонатных образований, имеющих признаки магматического внедрения: (1) жильные тела бруситовых мраморов в сиенитах и габброидах Тажеранского массива; (2) зоны карбонатно-сиенитового «минглинга» и (3) жильные тела кальцитовых и доломитовых мраморов, а также кальцифиоров в метаморфических породах (амфиболитах), габброидах бирхинского комплекса и нефелиновых сиенитах тажеранского комплекса.

1. Тела бруситовых мраморов прежде рассматривались в качестве ксенолитов в сиенитах [1], однако оказалось, что во многих случаях они представляют собой жильные тела, секущие сиениты, которые, в свою очередь, прорваны субщелочными габброидами (рисунок, фрагмент А). Недеформированность изометричных выделений брусита в таких жилах и отсутствие структурирования в мраморах противоречит более поздней протрузивной природе этих жил.

2. Зоны карбонатно-сиенитового «минглинга» широко распространены в пределах Тажеранского массива [5]. В них бруситовые мраморы насыщены разноразмерными (от 0.5 до 30 м) включениями Ne-сиенитов округлой формы. В контактовых зонах последних отсутствуют следы деформаций, но повсеместно распространены скарны разнообразного состава, фиксирующие процессы метасоматических процессов на контакте силикатной и карбонатной сред.

3. Жильные тела доломитовых и кальцитовых мраморов выявлены в береговых обнажениях Байкала на отрезке Тажеранская бухта – Бугульдейка среди породных комплексов разного состава. Чаще всего жилы, сложенные доломитом или кальцитом и мощностью от 0.5 до 3 м, встречаются в амфиболитах. Они субконформны полосчатости в амфиболитах, однако их секущее положение по отношению к вмещающим поро-

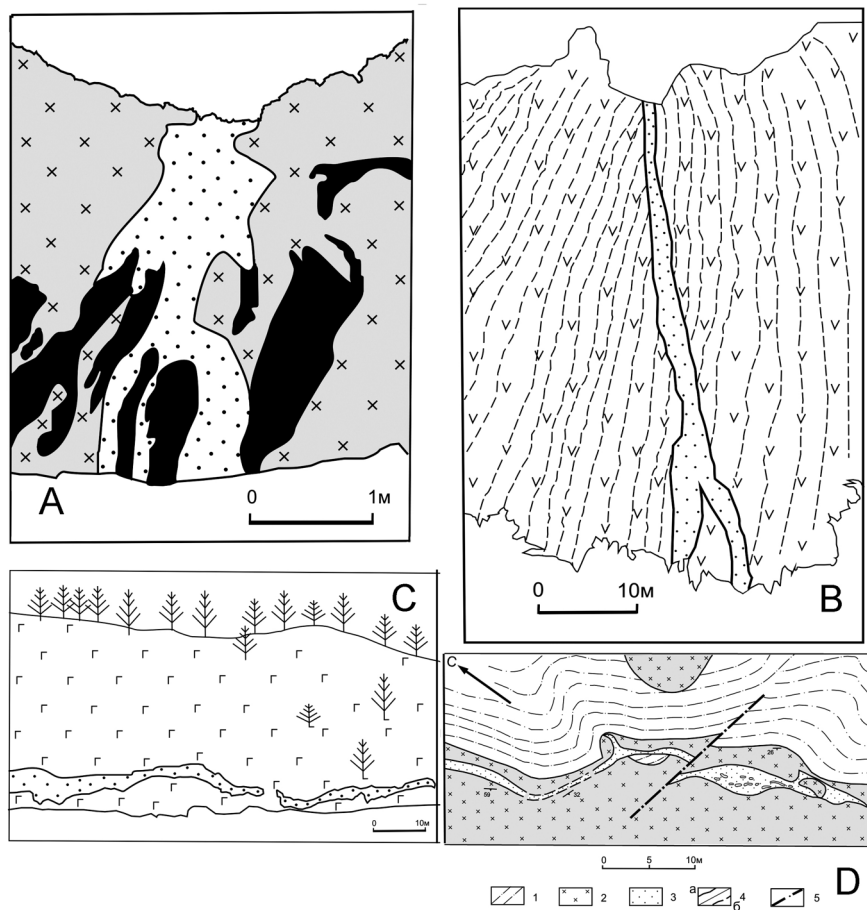


Рисунок. Проявления карбонатитов в каледонидах Западного Прибайкалья
 А – жила бруситовых мраморов (белое) в сиенитах (серое), прорванных дайками субшелочных габброидов (черное); В – дайка карбонатитов в амфиболитах (штриховкой показаны элементы полосчатости в амфиболитах); С – фрагмент пологой дайки карбонатитов в габброидах бирхинского комплекса; А–С – рисунки по фотографиям. D – детальная геологическая карта жилы карбонатитов в нефелиновых сиенитах: 1 – гранулиты основного состава; 2 – нефелиновые сиениты; 3 – гранат-пироксеновые кальцифиры; 4 – геологические границы прослеженные (а) и предполагаемые (б); 5 – разрывные нарушения.

дам достаточно очевидно (см. рисунок, фрагмент В). Иногда в мраморах наблюдается тонкая полосчатость, конформная контактам жил. Характер проявления мраморных жил свидетельствует об их синтетектониче-

ской (синколлизонной) природе. Наиболее протяженная пологопадающая жила доломитовых мраморов зафиксирована в габброидах Крестовского массива (см. рисунок, фрагмент С). При мощности, не превышающей двух метров, она прослежена на расстояние свыше 100 м. Жила кальцифиров меньших размеров закартирована в нефелиновых сиенитах Тажеранского массива (рис. 1D) на контакте с ксенолитом гранулитов основного состава. На некоторых ее участках наблюдаются зоны карбонатно-сиенитового «минглинга».

Вопрос о природе внедрения карбонатных жил (вязкопластическое течение, карбонатный расплав) требует дальнейшего изучения, поскольку прямых признаков расплавленного состояния карбонатов пока не обнаружено из-за процессов более поздней перекристаллизации карбонатов и активного метасоматического взаимодействия карбонатной и силикатной сред после внедрения карбонатов. Однако плавление карбонатных пород на нижнекоровых уровнях коллизонных зон представляется весьма вероятным, поскольку в присутствии водного флюида плавление кальцита начинается при 740°C, а при добавке MgO – при 600°C [4]. Необходимым условием является присутствие толщ карбонатов в глубинных зонах коллизонных систем и поступление водного флюида, которое может быть связано как с продолжающимися процессами субдукции, так и с мантийным плюмом [2]. Пока можно отметить два важных момента: (а) коровое происхождение карбонатов, судя по изотопно-геохимическим и минералогическим данным; (б) вязкость карбонатов, сопоставима с вязкостью силикатных расплавов (судя по структурно-текстурным особенностям). Поскольку карбонатный расплав характеризуется низкими вязкостями, температурой и плотностью по сравнению с силикатными расплавами [3], можно ожидать гораздо более широкое распространение карбонатитов в высокотемпературных коллизонных обстановках.

Литература

1. *Конев А.А., Самойлов В.С.* Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.
2. *Склярков Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеев А.М.* Карбонатиты в коллизонных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизонной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12 (в печати).
3. *Bell K., Tilton G.R.* Probing the mantle: the story from carbonatites // EOS. 2002. Vol. 83. P. 273–277.
4. *Fanelli M.T., Cava N., Wyllie P.J.* Calcite and dolomite without portlandite at a new eutectic in CaO–MgO–CO₂–H₂O with applications to carbonatites // Morphology and Phase Equilibria of Minerals. Proceedings of the 13th General Meeting of the Intern. Mineral. Assoc. Sofia: Bulgarian Academy of Science. 1986. P. 313–322.

5. Hou Z., Tian S., Yuan Z., Xie Y., Yin S., Yi L., Fei H., Yang Z. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 244. P. 234–250.

6. Liu Y., Berner Z., Massonne H.-J., Zhong D. Carbonatite-like dykes from the eastern Himalayan syntaxis: geochemical, isotopic, and petrogenetic evidence for melting of meta-sedimentary carbonate rocks within the orogenic crust // *J. Asian Earth Sci.* 2006. Vol. 26. P. 105–120.

7. Roberts D., Zwaan K.B. Marble dykes emanating from marble layers in an amphibolite-facies, multiply-deformed carbonate succession, Troms, northern Norway // *Geol. Mag.* 2007. Vol. 144, N 5. P. 883–888.

С.Г. Сколотнев¹

Абсолютный возраст цирконов из магматических пород и история спрединга отдельных сегментов Срединно- Атлантического хребта в Центральной Атлантике

Для цирконов из габброидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) в последние годы с помощью микрозонда SHRIMP локальным изотопно-геохронологическим U-Pb методом определены возрасты широчайшего диапазона: от архея до практически современного [4]. В ходе работ с каменным материалом из гребневой зоны САХ в Центральной Атлантике автором были выделены и впоследствии проанализированы на микрозонде SHRIMP цирконы не только в габброидах, но и в базальтах, плагиогранитах и ультрабазитах. За исключением последних во всех породах наряду с цирконами древнего возраста получены цирконы с молодым возрастом, соответствующим возрасту породы. Данные тезисы посвящены обзору молодых цирконов. Рассмотрим конкретные геологические ситуации.

1. Восточный интерсект (пересечение рифта и трансформного разлома) разлома Зеленого Мыса состоит из глубокой нодальной впадины и углового поднятия [1], расположенного на западном борту прилегающего сегмента рифтовой долины. В обогащенном базальте, драгированном со склона рифтовой долины в сторону нодальной впадины, возраст одного из зерен цирконов составляет 1.8 ± 0.6 млн лет – ожидаемый для гребневой зоны САХ. В то же время базальт с возрастом около 1.8 млн лет, если учесть скорость спрединга для этого района, должен находиться на расстоянии около 22 км от оси спрединга. На этом расстоянии к западу от

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

зоны интерсекта располагается субпараллельная рифтовой долине депрессия с существенно меньшими глубинами, надстраивающая к северу более южный сегмент рифта. Характерной особенностью рифтовой зоны непосредственно к югу от разлома Зеленого Мыса является последовательное смещение с юга на север рифтовых впадин на восток [1]. В свете вышесказанного, очевидно, что смещение крайнего южного отрезка рифта, непосредственно прилегающего к разлому, произошло в результате сравнительно недавнего перескока (джампинга) оси спрединга на 22 км к востоку в область коры с возрастом около 1.8 млн лет. Этот джампинг мог быть инициирован тектоническим становлением углового поднятия.

2. Разлом Вима – один из крупнейших трансформных разломов Центральной Атлантики, смещающий рифтовую долину САХ в районе 11°с.ш. на 320 км. На южном борту его разломной долины развит грандиозный поперечный хребет. Проведенные исследования [5] позволили установить, что, начиная с миоцена, этот хребет испытал контрастные высокоамплитудные вертикальные движения. Определен возраст цирконов из пегматодных габбро, полученных на станции, расположенной на поперечном хребте вблизи его восточного окончания. Он составляет 9.13 ± 0.79 млн лет. Однако, если оценить возраст коры, откуда был взят данный образец, исходя из скорости спрединга, то он будет составлять 10.72 млн лет. Это означает, что после формирования пегматоидных габбро под рифтовой долиной имел место джампинг оси спрединга к востоку приблизительно на 19 км. Структура, похожая на палеорифт, располагается непосредственно у восточного окончания поперечного хребта. Это субмеридиональная симметричная депрессия, соразмерная рифтовой долине. Расчеты показывают, что джампинг произошел около 7.2 млн лет назад и скорее всего был вызван ростом поперечного хребта. Полученные данные уточняют время начала формирования хребта – не ранее 9.13 млн лет назад.

3. Разлом Долдрамс принадлежит к серии из трех сближенных трансформных разломов: Архангельского, Долдрамс и Вернадского, разделенных межразломными хребтами [2]. Его особенностью является наличие в разломной долине протяженного медианного хребта. В изученном габбро-норите со склонов медианного хребта в активной части разлома возраст молодых цирконов составляет 11.26 ± 0.85 млн лет. Это значение более близко к возрасту коры (13.3 млн лет), определенному исходя из скорости спрединга, если считать, что медианный хребет относится к Африканской плите. Судя по структурному рисунку океанского дна, в районе западного интерсекта разлома Долдрамс имел место джампинг оси спрединга к западу. В этом районе в 25 км к востоку от рифта находится депрессия, которая по своей морфологии может быть

палеорифтом. Если при оценке возраста коры ориентироваться на расстояние между точкой отбора габбро-норита и этим палеорифтом, то получится полное совпадение возраста коры, определенного как по скорости спрединга, так и по цирконам, выделенным из габбро-норита. Таким образом, медианный хребет есть результат деструкции краевой части Африканской плиты. Судя по другим геологическим данным, в свое время это был крупный поперечный хребет, подобный таковому в разломной зоне Вима. Его современное низкое стояние и наличие глубокого трога, отделяющего его от Африканской плиты указывают на то, что он испытал соскальзывание по листрическому сбросу в зону растяжения, связанную с долиной разлома Долдрамс.

4. Гора Пейве, сложенная преимущественно габброидами и воздымающаяся до глубин 900 м, представляет собой крайний западный и наиболее высокий участок небольшого поперечного хребта на северном борту долины разлома Вернадского. Ранее она выступала выше уровня моря, продукты наземного выветривания габброидов сцементированы известняками среднеплиоценового возраста (3.2–2.4 млн лет) [2]. Определен возраст цирконов из рудного габбро, он составляет 3.65 ± 0.14 млн лет и таким образом близок к возрасту бронирующей гору Пейве известняков. Следовательно, геологически мгновенно вслед за своим образованием габброиды были эксгумированы и подняты до уровня моря, сформировав большую гору. За 3.65 млн лет гора Пейве должна была отодвинуться от оси спрединга на 44 км, ее расстояние до современной оси спрединга равно 30 км. Эта разница может быть объяснена джампингом оси спрединга на 14 км к востоку. Структура, морфологически близкая к палеорифту, располагается в 33 км к западу от современного рифта. Исходя из этого, приходим к выводу, что джампинг оси спрединга произошел 1.6 млн лет назад. Однако история джампингов в этом районе была более сложная. На это указывают находки известняков с возрастом около 5 млн лет между горой Пейве и современным рифтом [2]. Это означает, что габброиды горы Пейве формировались уже на коре с возрастом 1.5–2 млн лет, что могло произойти при джампинге оси спрединга непосредственно перед формированием этих габброидов. Скорее всего, этот джампинг произошел с востока, где развиты две депрессии, похожие на палеорифты.

5. Рифтовая впадина Маркова находится в пределах сегмента САХ, ограниченного разломами Богданова на севере и Страхова на юге. На этом участке гребневая зона хребта сегментирована многочисленными нетрансформными смещениями, расположенными к югу от разлома Сьерра-Леоне, который также относится к такого рода нарушениям. На бортах впадины были драгированы породы, характеризующие весь раз-

рез океанической литосферы: мантийные реститовые ультрамафиты, разнообразные габброиды, плагиограниты и диориты, базальты и долериты [3], из представительных образцов которых были выделены цирконы. Днище впадины засыпано осадками, мощность которых достигает 50 м. При скорости осадконакопления около 8–9 см/тыс лет [3] впадина начала заполняться около 600 тыс. лет назад.

Во всех проанализированных образцах из района впадины Маркова получены цирконы с молодыми возрастами: 1.60 ± 0.2 млн лет (плагиогранит), 1.19 ± 0.19 млн лет (жилы габбро в ультрабазите), 0.82 ± 0.32 млн лет (диорит) и 0.73 ± 0.04 млн лет (габбро-норит). Эти данные указывают на длительное существование в районе впадины Маркова магматической камеры (или нескольких близко расположенных камер), функционирование которой началось до 1.6 млн лет назад, при этом имело место несколько фаз внедрения базальтовых расплавов. Во время последней фазы образовались габбро-нориты с возрастом около 740 тыс. лет. Это время близко к началу заполнения впадины осадками (около 600 тыс. лет назад), после которого, очевидно, впадина Маркова вышла за пределы осевой зоны спрединга.

В работе [3] сделан вывод о том, что современный рифт располагается в 20 км к западу от впадины Маркова, где расположена депрессия, лишенная осадков и имеющая очень неровный рельеф дна. Очевидно, что между 740 тыс. лет и 600 тыс. лет назад произошел перескок оси спрединга к западу, его амплитуда составила около 10 км. За время около 1 млн лет со времени формирования самых древних плагиогранитов (1.6 млн лет назад) и до перескока оси спрединга на запад (0.6–0.74 млн лет назад) океанская литосфера должна была бы отодвинуться от впадины Маркова примерно на 15 км. Фактически расстояние между положением плагиогранитов и прежней осью спрединга составляет 2–3 км. Следовательно, в этот промежуток времени (1.6–0.6 млн лет назад) магматическая камера под впадиной Маркова представляла собой нонспрединговый блок. Очевидно, что в условиях преобладающего тектонического растяжения дна в это время в этом районе глубинные потоки твердопластического течения обтекали блок, включающий в себя магматическую камеру.

Таким образом, возраст молодых цирконов, выделенных из пород гребневой зоны САХ, не превышает 12 млн лет, он приблизительно соответствует возрасту океанического дна, подсчитанному по скорости спрединга. В то же время измеренные возрасты цирконов уточняют возраст океанического дна. Более того, знание этих возрастов, при наличии других геологических данных, указывает на сложную историю спрединга дна изученных сегментов САХ, сопровождаемого частыми перескоками (джампингами) оси спрединга.

Литература

1. Пуцаровский Ю.М. (ред.) Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. 199 с.
2. Пуцаровский Ю.М. (ред.) Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1991. 224 с.
3. Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А., и др. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта. 5–7° с.ш. М.: ГЕОС, 2004. 152 с.
4. Шулятин О.Г., Андреев С.И., Беляцкий Б.В., Трухалев А.И. Структурно-тектоническая позиция и возраст плутонических базит-ультрабазитовых комплексов САХ // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 392–408.
5. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Carrara G., Vera E. Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at the Vema Fracture zone // EOS. 1994. N 9. P. 371–372.

Л.И. Скринник¹

Юго-Восточный Казахстан как часть Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса

Главные тектонические структуры Юго-Восточного Казахстана являются в основном альпийскими морфоструктурами. Антиклинории совпадают с горными хребтами (Центрально-Джунгарский, Текелийский, Заилийский, Терскойский), синклинории – с пониженными формами рельефа. Те и другие ограничены альпийскими разломами, кайнозойские накопления нередко деформированы параллельно с палеозойскими, и озерные красноцветы неогена встречаются как в межгорных впадинах, так и на большинстве водоразделов.

Кайнозойский возраст имеет определяющая структурный рисунок района диагональная решетка сдвигов, смещающих как палеозойские, так и более молодые геологические образования. В Юго-Восточном Казахстане диагональная система нарушений хорошо выражена, при этом амплитуда левосторонних сдвигов северо-восточной ориентировки возрастает к югу. Им подчинены сдвиги северо-западного простирания и, вероятно, наиболее древние субмеридиональные сдвиги, усложняющие решетку дизъюнктивов.

Не вызывает сомнения кайнозойский возраст многих надвигов, в которые вовлечены неогеновые отложения. Молодые надвиги прослежены по всей территории Юго-Восточного Казахстана, при этом характерно

¹ Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева (ИГН), Алматы, Казахстан

утолщение шарьяжных пластин южной части района по сравнению с северной, что говорит об усиленном давлении геомасс с юга. С севера на юг прослеживается увеличение количества надвигов, также свидетельствующее о преобладании движения геомасс к северу.

Результатом мощного давления с юга является более интенсивное воздымание и формирование высоких горных хребтов на юге района, с постепенным их понижением к северу, и также с юга на север наблюдается увеличение размеров межгорных впадин,

В целом перечисленные особенности кайнозойской тектоники ЮВ Казахстана отвечают внутриконтинентальному орогенезу в связи с Индо-Евразийской коллизией. Уровень кайнозойских деформаций можно проследить с севера на юг.

Северо-Джунгарский синклиниорий сложен максимально деформированными в конце палеозоя силурийскими, девонскими и каменноугольными морскими осадочными отложениями. Местами они шарьированы в северном направлении с амплитудой перемещения до 5 км и перекрытием неогеновых отложений [6].

Центрально-Джунгарский антиклиниорий прослеживается цепочкой выступов докембрийских образований и прибрежно-морским типом девонского разреза. В наиболее открытых и доступных местах по рекам Аганакатты и Тентек в его пределах В.М.Бабушкиным откартированы надвиги внутри девонских и докембрийских образований.

Следующий к югу Бороталинский синклиниорий – это серповидная в плане структура задавливания шириной около 10 км, сложенная девонскими и каменноугольными морскими отложениями. С юга на нее надвинуты образования Текелийского антиклинория, с севера – породы Мынчукур-Басканского блока.

Текелийский антиклиниорий представляет собой широтную структуру выжимания шириной 20–40 км. Его северное крыло крутое, южное – пологое, и оба представляют пакеты аллохтонных тектонических пластин. В подошве аллохтона залегает меланж из обломков углеродистых сланцев, известняков и гранитоидов докембрия. В разных сечениях в Текелийском антиклинории насчитывается от трех до семи полого лежащих пластин, каждая мощностью от нескольких сот метров до первых километров. Слагающие верхнюю пластину верхнеордовикские известняки и доломиты с торцовым сочленением структурно перекрывают разновозрастные толщи. Средние пластины образованы девонскими вулканитами и интрузивами, верхняя – известняками ашгиллия. Самая нижняя пластина Текелийского аллохтона сложена докембрийскими гнейсово-сланцевыми толщами. Доступная наблюдению часть автохтона Текелийского антиклинория представлена каменноугольными прибрежно-

морскими отложениями и красноцветами неогена. Последние тектонически перекрыты палеозойскими образованиями по рекам Кусак и Казан.

Расположенный южнее Илийский синклиниорий является крупной структурой с размахом крыльев до 150 км. Верхнепалеозойская часть его разреза представлена вулканитами карбона и перми. Большой мощности достигают кайнозойские озерные и пролювиальные накопления. Нередко пермские и кайнозойские отложения смяты параллельно, образуют складки субширотной ориентировки, разбиты единой диагональной системой разломов. По р. Курты известен надвиг нижнепермских отложений на верхнепермские. В южном борту Илийского синклинория палеозойские образования местами надвинуты к северу на отложения неогена.

Заилийский антиклинорий, наиболее протяженная структура Северного Тянь-Шаня, сложен нижнепалеозойскими и докембрийскими образованиями и гранитоидами полихронных плутонов. В осевой части (по рекам Тургень, Асы) встречаются неогеновые отложения, что подтверждает его кайнозойский возраст. В Заилийском антиклинории надвиги распространены в горах Сюгаты, на плато Кендыктас [3]. По р. Асы и Чарын палеозой полого перекрывает неогеновые красноцветы. Минимальная амплитуда перемещений по этому надвику достигает 3 км.

Соседние к югу Кетменский и Кунгейский антиклинории представляют собой крупные аллохтонные пакеты. Первый сложен преимущественно каменноугольными и пермскими вулканическими толщами. В подошвенной части аллохтона фиксируются линзы офиолитов и терригенных толщ нижнего палеозоя. Породы смяты в субширотные линейные складки, нередко наблюдаются структуры выжимания с трансформацией по вертикали антиклинальных складок в синкиналиные.

В Кунгейском антиклинории верхняя пластина сложена гранодиоритами позднего ордовика, а нижние (4–5 пластин) мощностью от 0.5 до 1.5 км образованы терригенными и вулканическими породами ордовикского и каменноугольного возраста. Наклон сместителей надвигов от 10 до 40° в южном направлении. Минимальная суммарная амплитуда шарьирования к северу составляет около 20 км.

Расположенные южнее Копыльский синклиниорий и Терскойский антиклинорий также представляют собой аллохтонные пакеты, надвинутые с юга на кайнозой Текесской впадины. Здесь мощность тектонических пластин возрастает к югу. Из разрывных структур, секущих Копыльский синклиниорий, наиболее распространены сдвиги северо-западного и субширотного простирания, в большинстве своем альпийские, амплитуда их порой превышает 10 км. Достоверно установлена и подтверждена буровыми работами надвиговая граница каменноугольных образований Копыльского синклинория с отложениями палеогена и нео-

гена Текесской впадины. Наклон поверхности сместителя к югу под углом до 15°. Центрально-Терской надвиг устанавливается по перекрытию карбонатовых отложений ордовикскими. Его поверхность имеет наклон в южных румбах от 10 до 30°.

Терской антиклинорий представляет аллохтонную структуру шириной около 50 км. В проведенных в 2007 г. вместе с А.В. Миколаичуком полевых наблюдениях установлено, что в основании нижней пластины наблюдается офиолитовый меланж, структурно выше – пикрит-базальтовый комплекс, затем – базальт-андезитовый островодужный, карбонатно-терригенный и карбонатный комплексы, относимые к баянкольской свите. В подошве следующей тектонической пластины залегают брекчированные углеродисто-глинистые сланцы. Самая верхняя пластина сложена известняками нижнего карбона, ее останцы видны на водоразделе рек Баянкол и Нарынкол. Наиболее выражены Южно-Терской надвиг и еще два надвига северной вергентности к югу от него [7].

Иныльчекский синклиний расположен в самой высокогорной и недоступной части приграничного района. С севера он ограничен Атбаш-Иныльчекским крутопадающим разломом, с юга – Южно-Иныльчекским надвигом. Ширина синклинория около 16 км.

Синклиний сложен силурийскими, девонскими и каменноугольными морскими отложениями Туркестанского палеобассейна, расчлененными надвигами северной вергентности на серию пластин шириной до 5 км и мощностью до 1 км. Складчатые деформации в пластинах линейные субширотные, с наклоном осевых плоскостей к югу, иногда складки разорваны продольными срывами, что свидетельствует о преобладающем движении геомасс в северном направлении. Амплитуда их перемещения по каждому из надвигов от 5 до 10 км. Участие в шарьировании неогеновых отложений говорит о его альпийском возрасте. Некоторые из шарьяжей смяты в складки с южным наклоном осевых плоскостей.

Таким образом, в целом для Юго-Восточного Казахстана с севера на юг отчетливо видно усиление напряжений меридионального сжатия. В северной части района в синклинориях надвиги единичны, в центральной они встречаются чаще, в южной – не только антиклинорные структуры, но и синклинорные представляют собой аллохтонные пакеты пластин.

Юго-Восточный Казахстан не является исключением по обилию молодых нарушений, в том числе надвигов. Судя по литературе, таковые распространены и в Сарысу-Тенизском районе, на северо-востоке Казахстана, в Шидертинском, Спасском, Успенском, Моинтинском и других районах.

По А.В. Тимушу, «Общая картина деформаций свидетельствует о том, что все типы орогенов Центральной Азии образовались под воздей-

ствием тангенциальных напряжений, возникающих в результате давления древних платформ. В результате субмеридионального сжатия происходят движение литопластин верхней части земной коры между сдвигами и образование чешуйчато-надвиговых морфоструктур» [5, с.370–371]. А.В.Суворов, подводя итог анализу надвиговых систем Центрального Казахстана, пришел к такому заключению: «Вероятно, Джунгаро-Балхашскую геосинклинальную область...можно представить состоящей из трех громадных, вложенных друг в друга и разделенных тектоническими поверхностями блоков-пластин, сорванных с основания и смещенных к северо-западу по сдвигам северо-западного и надвигам северо-восточного направления» [4, с.228].

Эти динамопары образуют в Северном Прибалхашье зону разгрузки коллизионных деформаций [1]. Она ограничена с севера (южнее г. Караганда) фронтальной зоной надвигов, с востока Центрально-Казахстанским сдвигом, с запада Сарысуйской зоной разломов и должна рассматриваться в парагенетической связи со структурами Юго-Восточного Казахстана, который был и является крупной зоной тектонического выжимания на данном отрезке Центрально-Азиатского орогенического пояса [1].

Крупноамплитудные перемещения геомасс вдоль крутопадающих и пологих нарушений северо-западной и северо-восточной ориентировки и связанные с ними вращение и изгиб структур ответственны за формирование вторичных дугообразных очертаний тектонического рисунка Юго-Восточного Казахстана [2].

Литература

1. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
2. *Скринник Л.И.* Главные коллизионные деформации в Джунгарском Алатау и Северном Тянь-Шане // Геология и разведка недр Казахстана. 2001. №2. С. 22–25.
3. *Скринник Л.И., Краснобородкин В.К.* О надвигах Юго-Восточного Казахстана // Проблемы региональной геологии и геофизики Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1983. С. 85–94.
4. *Суворов А.И.* Главные разломы Казахстана и Средней Азии // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 173–236. (Тр. ГИН РАН; Вып. 80)
5. *Тимуш А.В.* Строение платформенного комплекса эпипалеозойской платформы, альпийские тектонические структуры // Геологическое строение Казахстана Алматы: АМР РК, 2000. С. 364–372.
6. *Шайкин И.А.* К вопросу о разрывной тектонике Северо-Восточной Джунгарии // Материалы по региональной геологии и геофизике Восточного Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1983. С. 61–66.
7. *Mikolaichuk A., Buchroithner M.* (Ed.). Digital geological map of the Khan Tengri Massif (Central Tian Shan) // ITC project # KR-920. www.cluster.istc.kg/geomap

**Конвекция в верхней мантии и ее геодинамические
следствия**

Литосферная плита перемещается от срединно-океанического хребта субгоризонтальным потоком горячего низковязкого астеносферного вещества [4]. Поэтому большей скорости движения плиты отвечают еще бóльшая скорость подъема астеносферного вещества под хребтом и его последующего подлитосферного движения, а следовательно, более высокая температура этого вещества и меньшая мощность растущей из него при охлаждении океанической литосферы. Так, по результатам термобарометрии ксенолитов мантийных пород мощность литосферы быстродвижущейся Тихоокеанской плиты и медленно движущейся Африканской плиты (Атлантический океан) равна соответственно $H_L = 10\sqrt{t}$ (1) и $H_L = 12.2\sqrt{t}$ (2), где H_L – мощность литосферы в км, t – возраст океанической коры в млн лет [1].

Океаническая литосферная мантия за счет выплавления базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) приобретает истощенный, преимущественно гарцбургитовый состав и отличается повышенными скоростями поперечных волн, низким содержанием воды и высокой прочностью, особенно над сейсмической границей Гутенберга, т.е. на глубинах $H < 60\text{--}70$ км. Высокая прочность необходима для заталкивания под надвигающуюся плиту горячей и потому положительно плавучей (до эклогитизации коры) океанической литосферы с очень молодой корой ($t = 5\text{--}10$ млн лет). Уравнения (1) и (2) относятся к растущей по мере охлаждения «термической литосфере» [17]. Под молодым дном она уступает по мощности сильно дегидратированной «композиционной литосфере» [17], основание которой маркируется границей Гутенберга.

С астеносферным потоком связаны наблюдаемые под Тихоокеанской плитой азимутальная и сильная радиальная анизотропия скоростей волн Рэлея и Лява (вторая до глубины ~200 км под древнейшей корой [14]). Максимальная радиальная анизотропия, а значит, самые высокие скорость и температура потока отмечаются на глубинах, увеличивающихся с возрастом коры от 120 до 150 км [14]. Отсюда следует, что верхний слой этого потока толщиной не менее $20 < H < 70$ км ($150 - 130 = 20$ км и $200 - 130 = 70$ км, где 130 км – максимальная мощность плиты при $t = 180$ млн лет) движется быстрее Тихоокеанской плиты. Под литосферу

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

активной окраины континента погружается вместе с плитой вся движущаяся астеносфера, а под литосферу пассивной окраины – только обгоняющий плиту ее верхний слой.

Движущаяся астеносфера горячее не только вышележащей литосферы, но и нижележащей мантии с адиабатическим градиентом температуры ~ 0.4 °C/км, к астеносфере не относящейся. В адиабатической мантии, отрицательно плавучей относительно более горячей астеносферы, изолированы от астеносферной конвекции сильно обедненные базальтовыми компонентами (Ca, Al, Fe и др.) и водой высоковязкие и тугоплавкие шпинелевые гарцбургиты с модельными возрастными соотношениями Re пород и сульфидов до 2–2.6 млрд лет [3, 7, 12] и Sm/Nd модельными возрастными соотношениями до 2.2 млрд лет [13]. Такие гарцбургиты найдены в базальтоидах островов Канарских, Мадейра, Кергелен, Самоа, Зеленого Мыса и др. и драгированы в хребтах с скоростями спрединга от быстрых (Восточно-Тихоокеанское поднятие) до медленных (Срединно-Атлантический, Американо-Антарктический, Юго-Западный Индийский хребты) [16] и ультрамедленных (хребет Гаккеля) [12]. Они являются реститами после 25–30 % частичного плавления перидотитов, происшедшего, по видимому, в мантийных клиньях зон субдукции типа современных Изу-Бонинской и Марианской [16]. Эти реститы выносятся к спрединговому хребту восходящим астеносферным потоком, а затем встраиваются в утолщающуюся океаническую литосферную мантию. С охлаждением астеносферного потока уменьшаются его скорость, а значит, и способность переносить более плотные породы. Возрастание плотности астеносферы способствует подъему через нее к основанию литосферы композиционно легких истощенных пород. В результате доля сильно истощенных пород увеличивается в удалении от хребта [16].

По высокоскоростным аномалиям *P*- и *S*-волн океаническая литосфера ряда современных (Тихоокеанской, Кокос, Наска, Филиппинской, Индийской и Австралийской) и существовавших ранее (Фараллон, Кула) плит прослеживается на глубинах >1000–1200 км под Евразией, Северной и Южной Америками. Субдуцирующими плитами приносятся на такие глубины больше вещества, чем выносятся оттуда локальными и короткоживущими мантийными плюмами. Дисбаланс масс покрывается рассеянным потоком горячего вещества, восходящим из нижней мантии. Погружающиеся под континентальную литосферу океанические литосфера и астеносфера или только верхний слой астеносферы разделяют этот восходящий поток на две ветви. Одна ветвь нагревает континентальную литосферу, особенно там, где та сильно утонена (на окраинах, в рифтовых зонах). Другая ветвь обнаруживается по пониженным скоростям *P*- и *S*-волн на глубинах свыше 300 км под **Тихоокеанской** плитой

в зонах субдукции Курильской, Японской, Изу-Бонинской и Тонга, под плитами Наска и Кокос в Андской зоне субдукции, Австралийской в Зондской и Африканской в Эгейской зонах субдукции [2, 9, 11, 15]. Эта ветвь отклоняется к ближайшим срединно-океаническим хребтам и динамически поддерживает океаническую литосферу. Благодаря ей температуры астеносферы под срединными хребтами в Атлантическом и Индийском океанах тем выше, чем ближе хребты к континентам [8].

Океанические литосфера и астеносфера погружаются вместе, как правило, круче, чем один верхний слой астеносферы, а потому лучше пропускают восходящий под континентами поток к основанию континентальной литосферы и соответственно хуже отклоняют его к основанию соседней океанической литосферы. К тому же поступление воды в астеносферный клин из литосферного слэба значительно уменьшает вязкость клина и потому резко усиливает конвективный приток в него тепла. Таким образом, восходящий поток сильно нагревает и динамически поддерживает литосферу активной окраины континента в дуговой и задуговой областях, относительно слабо – литосферу пассивной окраины, а также динамически поддерживает (через астеносферу), но не нагревает близлежащую океаническую литосферу. В результате, во-первых, активные континентальные окраины подняты выше, чем пассивные вулканические и, тем более, невулканические окраины [10]. Во-вторых, выполаживание океанического дна начинается вблизи активных окраин с более древних возрастов коры (т.е. ближе к континенту), чем вблизи пассивных окраин [5]. В-третьих, подъем океанического дна у пассивной окраины континента тем больше, чем больше протяженность континента и мощность его литосферы. Поэтому аномальное поднятие дна вблизи полуострова Лабрадор и острова Ньюфаундленд существенно выше, чем у сопряженной окраины Пиренейского полуострова [6].

Ниже сейсмической границы 660 км вода и углекислота существуют в свободном виде вследствие распада «водоемких» минералов погружившихся литосферы и астеносферы – рингвудита, суперводной фазы В и, глубже, фазы D – на минералы с малой растворимостью воды (перовскит, магнезиовюстит и периклаз) и декарбонатизации ферромагнетита. Там находится область пониженной вязкости, своего рода «вторая астеносфера». Во «второй астеносфере» материал бывшего верхнего слоя океанической астеносферы движется в обратном направлении, от континента к срединно-океаническому хребту, постепенно нагреваясь и становясь менее истощенным за счет смешения с веществом восходящего потока. Потому «вторая астеносфера», нижняя граница которой варьирует по латерали в интервале глубин 1000–1100 км, входит в переходную зону верхней мантии. Под срединно-океаническим хребтом бывший астено-

сферный материал всплывает, у границы 660 км ассимилирует ранее субдцированную океаническую кору и становится источником MORB. Смещение плюма астеносферным потоком по направлению движения плиты с избытком компенсируется его сносом обратным потоком во «второй астеносфере», поскольку там плюм поднимается гораздо медленнее из-за большей вязкости окружающей среды. В итоге горячие точки, связанные с нижнемантийными плюмами, дрейфуют против движения плит.

Литература

1. *Славинский В.В.* Динамическая природа океанических внутривулканических поднятий // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 269–273. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 2).
2. *Abdelwahed M.F., Zhao D.* Deep structure of the Japan subduction zone // *Phys. Earth Planet. Int.* 2007. V. 162, № 1–2. P. 32–52.
3. *Alard O.* Most abyssal peridotites are old! // 16th Annual V.M. Goldschmidt Conf. 2006. Abstracts, S4–06.
4. *Bird P., Liu Z., Rucker W.K.* Stresses that drive the plates from below: definitions, computational path, model optimization, and error analysis // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113, N B11. P. 1–32.
5. *Calcagno P., Cazenave A.* Subsidence of the seafloor in the Atlantic and Pacific Oceans: regional and large-scale variations // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 126, N 4. P. 473–492.
6. *Cooper C., Kuszniir N., Manatschal G.* Residual depth anomalies on the Iberian, Newfoundland, Labrador and Nova Scotian margins; implications for their lithosphere mass and density distribution // *EOS.* 2007. V. 88, N 52. Fall Meet. Suppl. Abstr., T41A-0365.
7. *Harvey J., Gannoun A., Burton K.W. et al.* Ancient melt extraction from the oceanic upper mantle revealed by Re–Os isotopes in abyssal peridotites from the Mid-Atlantic ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 244, N 3–4. P. 606–621.
8. *Humler E., Besse J.* A correlation between mid-ocean-ridge basalt chemistry and distance to continents // *Nature.* 2002. V. 419, № 6907. P. 607–609.
9. *Káráson H., Van der Hilst R.D.* Constraints on mantle convection from seismic tomography // *Geophys. Monogr. Ser. AGU,* 2000. V. 121. P. 277–288.
10. *Leroy M., Gueydan F., Dauteuil O.* Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2-D conductive modeling // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 172, N 1. P. 464–476.
11. *Li C.* Evolution of upper mantle beneath East Asia and the Tibetan Plateau from P-wave tomography // Ph. D. diss. Massachusetts Inst. Technol. Cambridge, U.S.A., 2007. 196 pp.
12. *Liu C.-Z., Snow J.E., Hellebrand E. et al.* Ancient, highly heterogeneous mantle beneath Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature.* 2008. V. 452, N 7185. P. 311–316.
13. *Mallick S., Salters V.J.* 2 Ga old depletion of MORB mantle recorded by abyssal peridotites // *EOS.* 2008. V. 89, N 53. Fall Meet. Suppl. Abstr., V51G-03.
14. *Nettles M., Dziewoński A.M.* Radially anisotropic shear velocity structure of the upper mantle globally and beneath North America // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113, N B2. P. 1–27.
15. *Obayashi M., Sugioka H., Yoshimitsu J., Fukao Y.* High temperature anomalies oceanward of subducting slabs at the 410-km discontinuity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 243, N 1–2. P. 149–158.

16. *Simon N.S.C., Neumann E.-R., Bonadiman C. et al.* Ultra-refractory domains in the oceanic mantle lithosphere sampled as mantle xenoliths at ocean islands // *J. Petrol.* 2008. V. 49, N 6. P. 1223–1251.

17. *Yamamoto M., Phipps Morgan J., Morgan W.J.* Global plume-fed asthenosphere flow – I: Motivation and model development // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2007. V. 430. P. 165–188.

В.Н. Смирнов¹

Главные элементы морфоструктуры Охотско-Чукотской области горообразования

Эта обширная область кайнозойского горообразования, простираясь от района Удской губы до Чукотского полуострова на расстояние более 3000 км, является крупнейшим звеном окраинно-континентального горного пояса на северо-востоке Азии. Геоморфологические границы области отчетливо выражены в элементах оро- и гидрографии: с юга и юго-востока она окаймляется системами межгорных неотектонических впадин, а с северо-запада и севера – окраинными равнинами и прибрежными низменностями. Ее граница с примыкающей с северо-запада Яно-Колымской областью складчатых и складчато-глыбовых гор отчетливо определяется по резкому изменению орографического плана, морфологии вершинной поверхности и плановому рисунку гидросети.

Структурное единство Охотско-Чукотской области горообразования выражается прежде всего в том, что она включает в себя горные сооружения, образующие Тихоокеанско-Арктический водораздел и на всем своем протяжении приурочена к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Но еще больше это единство подчеркивается выявленной нами ранее закономерной зональностью области [3–5, 7]. Основу ее морфоструктурного плана составляют пять крупных изометричных сводово-глыбовых поднятий (мегасводов) поперечником 400–500 км: Юдомо-Охотский, Верхнеколымский, Омолонский, Анюйский, Центрально-Чукотский. Их главными составляющими являются вулканотектонические сводовые морфоструктуры Охотско-Чукотского пояса и сопряженные с ними глыбовые морфоструктуры интрузивно-купольного типа поперечником 100–150 км сопредельных районов Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области и глыбовые морфоструктуры Омолонского массива.

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

Вулканотектонические сводовые морфоструктуры возникли на месте вулканогенных прогибов внешней зоны Охотско-Чукотского пояса [1], сложенных мощными толщами вулканитов всего возрастного диапазона, и разделяющих их магматогенных поднятий пояса.

Интрузивно-купольные морфоструктуры образованы интрузиями гранитоидов раннемелового возраста, широко распространенными в различных структурно-формационных зонах мезозойд: в южной части Яно-Колымской складчатой системы, в Южно-Верхоянском синклинии, в Чукотской складчатой системе. По А.П. Соболеву [6], они принадлежат гранодиорит(адамеллит-)-гранитной формации. Им свойственна изометричная, овальная в плане форма, дискордантное положение по отношению к складчатым структурам, линзовидная форма на глубине. Преобладают плутоны, сложенные роговообманково-биотитовыми адамеллитами и гранитами. Практически все интрузивы этой формации в настоящее время в рельефе представлены изометричными куполами, образующими характерные скопления овальной формы типа магматогенных сводов. С ними связаны высокие горные массивы, нередко превышающие 2000 м.

Для мегасводов характерно радиально-концентрическое строение, выражающееся в соответствующем орогидрографическом плане и морфологии вершинной поверхности. По морфологии и соотношениям с тектоническими структурами можно выделить три морфологических типа мегасводов. Первому свойственна в целом концентрическая морфология вершинной поверхности, характеризующая сопряжение высоко поднятых, глубоко эродированных интрузивно-купольных морфоструктур с окаймляющими их менее высокими и в целом менее эродированными вулканогенными сводовыми морфоструктурами. Такими чертами обладают Верхнеколымский и Анюйский мегасводы. Ко второму типу относятся Юдомо-Охотский и Центрально-Чукотский мегасводы, которые также имеют в целом концентрическую морфологию вершинной поверхности, но существенно отличаются от первых. Для них характерны более высоко поднятые и при этом обладающие относительно малой величиной эрозионного среза вулканогенные сводовые морфоструктуры, которые возникли на месте вулканотектонических прогибов (Ульинский, Куйдусунский, Пегтымельский) и сопряжены с глубоко эродированными интрузивно-купольными морфоструктурами. К третьему типу мы относим Омолонский мегасвод, который также обладает концентрической морфологией вершинной поверхности, но отличается тем, что в нем отсутствуют интрузивно-купольные морфоструктуры, аналогичные наблюдающимся у других мегасводов. Вулканогенные сводовые морфоструктуры дугообразно окаймляют с юга и юго-востока глыбовые мор-

фоструктуры, иногда с концентрически-кольцевой морфологией вершинной поверхности (Кедонская), которые сформировались на блоках Омолонского массива.

Мегасводы в совокупности образуют цепь горных сооружений, которая обладает своеобразной поперечной симметрией. Центральным звеном цепи является Омолонский мегасвод, который удален на равное расстояние от крайних морфоструктур Охотско-Чукотской области – хребет Джугджур на юго-западе и горных сооружений Чукотского полуострова – на северо-востоке. По обе стороны от него симметрично находится пара мегасводов одного и того же структурного типа – Верхнеколымский и Анюйский. Далее по обе стороны расположена еще одна пара близких по строению мегасводов второго типа – Юдомо-Охотский и Центрально-Чукотский. При этом структурное положение последних также аналогично: оба мегасвода приурочены к зонам резкого изменения простираения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с северо-восточного на северо-западное.

Зарождение структурного плана рассмотренной области горообразования, по-видимому, связано с процессами, происходившими в зоне Кони-Мургалского коллизионного шва в раннем и позднем мелу, который контролировал развитие одноименной вулканической дуги [2]. К этому шву, по данным того же источника, приурочены «более поздние средневерхнемеловые эффузивы и молассы, связанные с развитием Охотско-Чукотского пояса и наложенные на структуры островной дуги» [2, с. 40]. Возникший структурный каркас был в большей части унаследован в дальнейшем тектономорфологическом развитии территории.

Морфоструктура Охотско-Чукотской области в целом отражает тектонические перестройки, которые произошли на континентальной окраине в мелу и последующие процессы горообразования в кайнозое и квартере. Для нее характерна согласованность морфоструктурного плана с вулканотектоническими структурами Охотско-Чукотского пояса и большей частью несоответствие его складчатым структурам мезозой. Вместе с тем, закономерное пространственное положение и конформная сопряженность интрузивно-купольных морфоструктур мезозой с смежными вулканотектоническими сводовыми морфоструктурами может свидетельствовать о том, что их образование связано с общими для тех и других геодинамическими процессами.

Литература

1. Бельй В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 214 с.

2. *Богданов Н.А., Тильман С.М.* Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1:5000000) М.: ИЛ РАН, 1992. 54 с

3. *Смирнов В.Н.* Охотско-Чукотская морфоструктурная область // Основные направления развития геоморфологической теории: Тез. докл. Новосибирск, 1982. С. 125–126.

4. *Смирнов В.Н.* Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии: Автореф. дис.... д-ра геогр. наук). М. 1995. 41 с.

5. *Смирнов В.Н., Умитбаев Р.Б.* Юдомо-Охотский мегасвод, его магматизм и рудоносность // Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность: Тез. докл. Ч. 2. Хабаровск, 1981. С. 80–82.

6. *Соболев А.П.* Мезозойские гранитоиды Северо-Востока и проблемы их рудоносности М.: Наука, 1989. 250 с.

7. *Умитбаев Р.Б., Садовский А.И., Сидоров А.А., Смирнов В.Н.* Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области // Сов. геология. 1981. № 9. С. 77–88.

В.В. Снежко¹, В.А. Снежко¹, О.Н. Круткина¹

Тектонические элементы современного этапа развития Северного Кавказа, Восточно-Предкавказская кольцевая структура

Причиной поисков новейших тектонических структур на территории Восточного Предкавказья явилась невозможность объяснения с точки зрения существующих тектонических моделей региона особенностей и механизма формирования гидродинамических и газогидрогеохимических предвестниковых эффектов значительного числа землетрясения данного региона.

Наиболее адекватной основой для выделения и картирования современных тектонических движений является поверхность рельефа, поэтому нами была подготовлена цифровая модель рельефа (ЦМР) для юга России и Закавказья с размером ячейки 90x90 м. При построении матрицы ЦМР использовались материалы радарной съемки по проекту SRTM (сайты NASA и NGU). Рассчитывался градиент рельефа, его изменения по направлениям, глобальный, локальный тренд и т.д. По результатам анализа вышеописанных материалов нами выделены структуры, оказывающие наибольшее влияние на формирование современного рельефа.

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

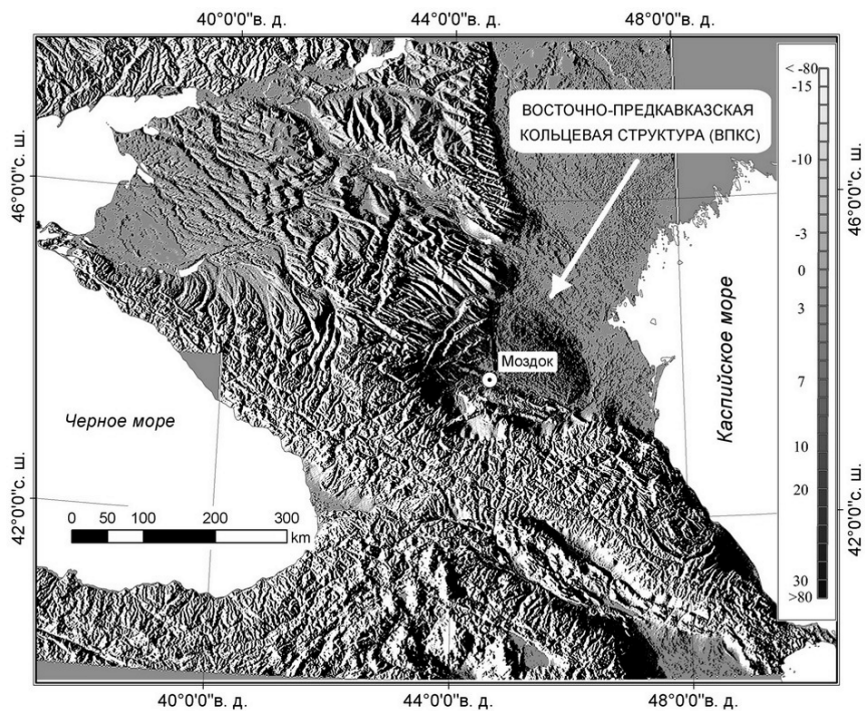


Рис. 1. Карта горизонтального градиента рельефа дневной поверхности

Наиболее интересными, на наш взгляд являются: Восточно-Предкавказская кольцевая структура (центр – $44^{\circ}50'$ в.д., $43^{\circ}50'$ с.ш., $R = 110$ км) и Невинномысско-Махачкалинский, Сарул-Мцхетский, Эльбрус-Баксанский линейные элементы (рис. 1 и 2). Указанные структуры являются секущими для всех геологических тел, выходящих на дневную поверхность, наложены на сложившиеся системы оро- и гидрографии региона, следовательно мы считаем их наиболее активными элементами тектоники Кавказа на современном этапе.

Восточно-Предкавказская кольцевая структура (ВПКС) как замкнутый самостоятельный элемент выделена нами впервые. Она располагается в междуречье Терека и Кумы. Юго-восточное ее ограничение совпадает с изгибом р. Терек, а северо-западное – с дугообразным изгибом р. Кума. Северо-восточное и юго-западное ограничения структуры в орогидрографии региона выражены менее отчетливо, но уверенно устанавливается по градиентам рельефа дневной поверхности (рис. 1).

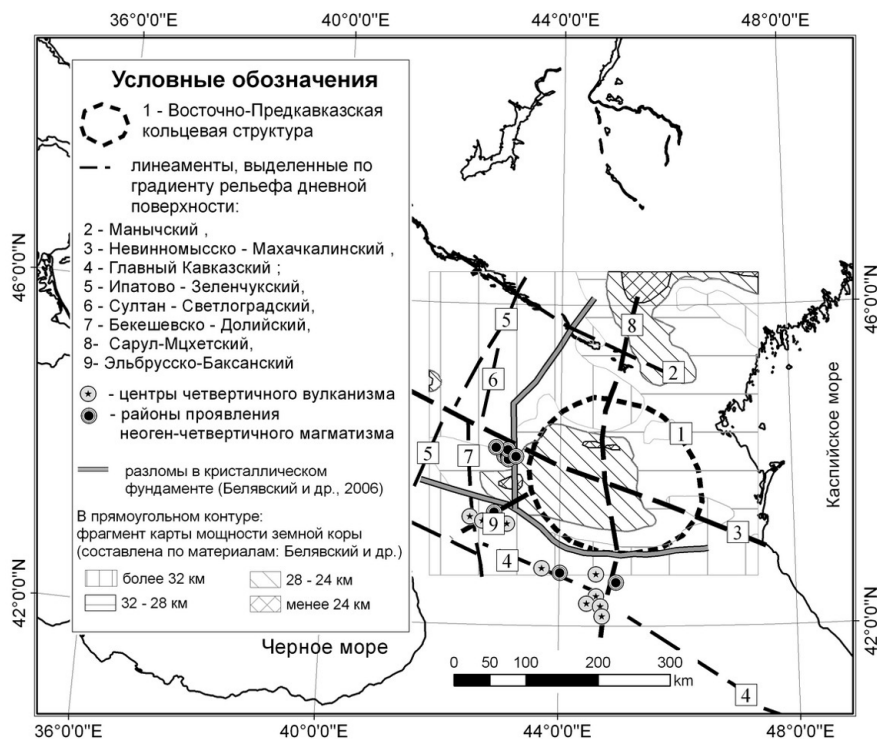


Рис. 2. Схема расположения основных структур

Для выявления ослабленных зон, чаще всего выражающихся в рельефе эрозионной сетью, в пределах Северного Кавказа было проведено моделирование эрозионной расчлененности рельефа (плановая и профильная кривизны рельефа, направление линий максимального стока, полный сток, нахождение и учет порядка водотоков и т.д) и построена «Карта густоты эрозионной сети» (рис. 3).

Границам ВПКС соответствуют максимальные значения густоты водотоков и ложбин, трассирующие ослабленные зоны, тогда как в центральной части структуры устанавливается почти полное их отсутствие. Интересно отметить, что с отдельными участками ослабленных зон пространственно совпадают месторождения углеводородов и термальных вод.

На построенной нами (с использованием материалов В.В. Белявского и др., 2006 г.) схеме мощности земной коры (фрагмент, см. рис.2) выделенной ВПКС соответствует изометричное поле пониженных значений (28–24 км) с локальными минимумами около 21 км. Утонение земной

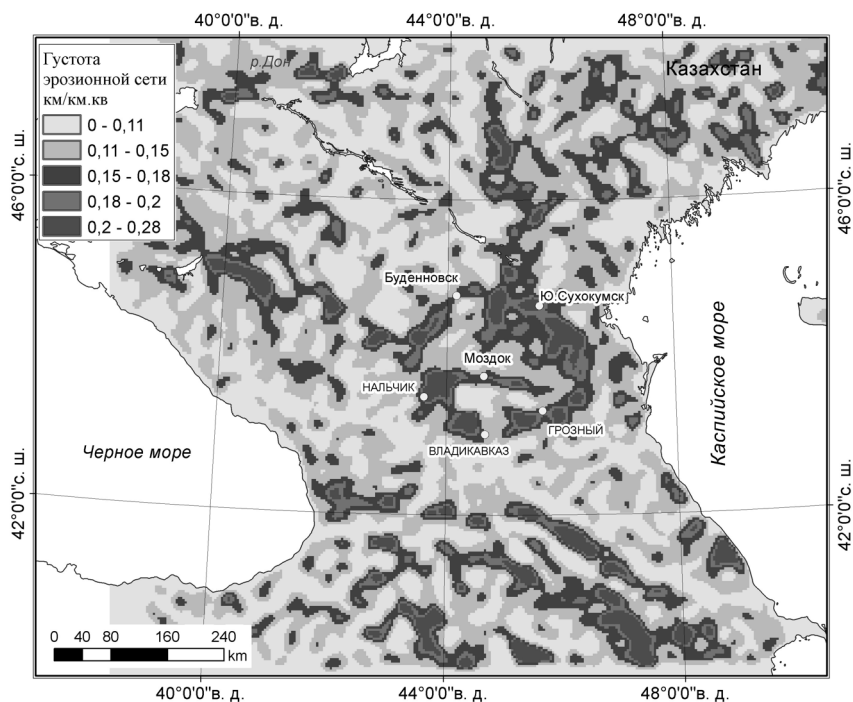


Рис. 3. Карта густоты эрозионной сети

коры и высокое залегание границы Мохо в южной части выделенной ВПКС отмечается и другими авторами (Г.И. Лебедько [2], Г.В. Краснопецева [1] и др.). В фундаменте Предкавказья южная граница ВПКС контролируется Владикавказским разломом, западная и северо-западная границы увязываются с меридиональным разломом, который пересекает долину р. Томузловка и отклоняется на северо-восток, постепенно удаляясь от описываемой структуры (см. рис. 2). Северо-восточная и восточная граница в фундаменте явно не выражены, что, по всей вероятности, объясняется значительной глубиной погружения фундамента и соответственно его более слабой изученностью. В отложениях платформенного чехла (мезозой–кайнозой) для района ВПКС часто отмечается значительное уменьшение мощностей отдельных стратиграфических подразделений (особенно для юры и мела).

Выделенная ВПКС устанавливается в физических полях по материалам субширотных глубинных профилей, пересекающих ее в северной части. На профиле Ейск – Каспийское море (В.В. Белявский и др., 2006 г.),

при пересечении границ ВПКС резко меняются рисунок поля удельного электрического сопротивления, рисунок волнового поля и скоростных характеристик, выделяется область повышенного поглощения волн до глубины 30–40 км. Изменение физических характеристик отмечается и на проходящем южнее Предкавказском профиле (М.А. Компаниец и др., 2006 г), где границы ВПКС выделяются областями пониженных и повышенных скоростей Р-волн. По мнению М.А. Компанийца, указанные области разделяются зонами глубинных разломов. В пределах ВПКС, по этому же профилю, теряются границы Мохо и фундамента. Если за пределами ВПКС они устанавливаются довольно устойчиво, то в пределах кольцевой структуры они представлены разобщенными прерывистыми линиями, в общем приподнятыми относительно прилегающих областей.

В рельефе дневной поверхности ВПКС рассечена (см, рис. 1 и 2) на четыре сегмента четко выраженными субмеридиональным Сарул-Мцхетским линеаментом и Невинномысско-Махачкалинским линеаментом общекавказского простираения, осложнена в юго-западной части Эльбрусско-Баксанским линеаментом. Сарул-Мцхетский линеамент проявляется в виде вертикальной локальной аномалии скоростей Р-волн на Предкавказском профиле и зоны разуплотнения на профиле Ейск – Каспийское море. К узлу его пересечения с Главным Кавказским линеаментом приурочены вулкан Казбек, вулканы Кельского нагорья, тела плиоценовых гранитоидов. Невинномысско-Махачкалинский линеамент трассируется локальными максимумами градиентов магнитного поля на геофизических основах, к центральной части линеамента приурочены образования неогенового плутонического Кавминводского комплекса. В районе пересечения Эльбрусско-Баксанского линеамента с Главным Кавказским располагаются четвертичный вулкан Эльбрус, Кыртык-Сылтранская и Верхнечегемская вулканические постройки, массив Эльджуртинских неоген-четвертичных гранитов.

Выводы. 1. Выделенная нами ВПКС как целостный структурный элемент проявляется в рельефе, физических полях и геологическом строении, подтверждается сейсмичностью и активной флюидодинамикой, что позволяет считать ее отдельной тектонической единицей.

2. ВПКС и секущие ее линеаменты являются взаимосвязанной и взаимообусловленной системой.

Литература

1. *Краснопевцева Г.В.* Земная кора Альпийского горного пояса по данным ГСЗ. М.: ВИЭМС, 1980. 55 с.
2. *Лебедько Г.И.* Фундамент Северного Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1980. 103 с.

Геотермическая характеристика осадочного чехла Ямальской НГО, ее корреляция с поверхностью фундамента

Геотермический режим недр – один из основных факторов, контролирующих всю генетическую цепочку онтогенеза углеводородов в земных недрах – от преобразования органического вещества до формирования, эволюции и современного размещения УВ-скоплений. Анализом геотермических условий в породах юрско-мелового осадочного чехла Ямальской НГО (ЯНГО) в разные годы занимались В.И. Ермаков, А.Р. Курчиков, В.А. Скоробогатов, Б.П. Стравицкий и др. [1, 2].

Осадочный чехол Ямальской области сложен породами юры, мела и кайнозоя, мощностью от 0 на юге до 5.5–6.0 км и, вероятно, более (в северной части). В его разрезе выделяются (сверху вниз) три основных литолого-стратиграфических комплекса: альб-сеноманский, неоком-аптский и юрский, разделенные альбской зональной и верхнеюрско-валанжинской региональными покрывками и различающихся масштабами нефтегазонакопления.

Плотность теплового потока в пределах Ямала изменяется в диапазоне 47–58 мВт/м² составляя в среднем 54 мВт/м², что указывает на средненапряженный характер осадочного чехла и только в Харасавэй-Крузенштерновской зоне характер поля высоконапряженный.

Величины осредненных градиентов осадочного чехла, определенные по прямым замерам пластовых температур в скважинах, на большей части полуострова составляют 3.4–3.6 °C/100 м, увеличиваясь в районе Нурминского мегавала до 3.8–4.0 °C/100 м. Своих пиковых значений (до 4.6 °C/100) они достигают в его Крузенштерновско-Харасавэйском районе.

Установлено, что геотермоградиенты юрской и нижнемеловой части превышают геотермоградиенты альб-сеноманских и кайнозойских отложений, что связано со значительно меньшим содержанием в нижней части разреза пластов песчаников и большим – глинистых и глинисто-алевролитовых разностей с высоким содержанием органического вещества, обилием макро – и микроскоплений углеводородов, обладающих в минимальной теплопроводностью. Минимальные значения зафиксированы в сеноманской песчаной толще (3.10–3.6 °C/100), максимальные в нижне-среднеюрских отложениях (3.80–6.00 °C/100).

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», пос. Развилка, Московская область, Россия

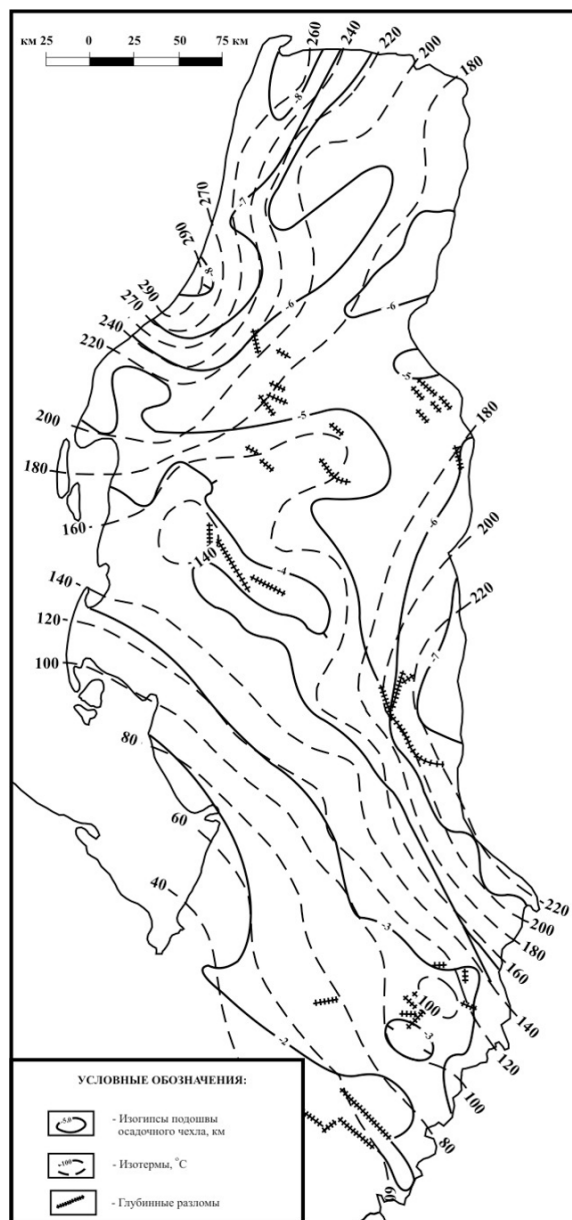


Рисунок. Схема современных геотемператур в подошве осадочного чехла Ямальской НГО.

Особенность Ямальской области – мощная (до 250 м) криолитозона, в связи с чем нулевая геоизотерма залегает на глубинах 150–350 м и более. Геотемпературное поле верхней апт-сеноманской части разреза является малонапряженным и наименее дифференцированным по площади в связи с относительной однородностью и простотой строения разреза, а также с близостью подошвы криолитозоны. Современные геотемпературы (СТ) в кровле сеномана не превышают 40 °С и изменяются от 10–20 °С на юге полуострова, до 25–35 °С на севере. СТ в кровле аптских отложений изменяются в диапазоне 40–50 °С на большинстве локальных поднятий. Геологическое строение валанжин-готеривской толщи усложняется, увеличивается глинистость разреза, СТ в середине толщи (горизонт ТП₂₁/БЯ₁) изменяются от 50–60 °С на юге, до 80–85 °С на севере полуострова. СТ в кровле средней юры меняются от 50 °С в наиболее приподнятых южных районах области до 120 °С на севере, где юрские отложения погружаются на глубины 3300–3500 м и более; своих максимальных значений они достигают в ареале Харасавэйского и Крузенштерновского месторождений, где зафиксированы температуры свыше 135 °С; в окружающих их впадинах геотемпературы превышают 150 °С.

Породы доюрского комплекса залегают на глубинах от 0.5 км на юге полуострова до 8 км на севере. Температуры в подошве осадочного чехла изменяются от 80–90 °С на Новопортовской и других южных площадях, постепенно увеличиваясь вдоль Нурминского мегавала до 130–150 на Арктической и Нейтинской площадях и до 215–230 °С в ареале Харасавэйской площади В Тамбейском и Сеяхинском районах расчетные СТ составляют 160–170 °С, в Малыгинском – 180–190 °С. Вследствие значительного увеличения мощности юрско-кайнозойского осадочного чехла на севере полуострова температуры в подошве юры составляют 200–220 °С, а в глубоких впадинах, возможно, и более (рисунок).

Таким образом, тепловое поле помимо параметра внутренней структуры контролируется мощностью осадочного чехла, т.е. имеет коррелятивы с глубинным тектоническим строением.

Литература

1. Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. М.: Недра, 1987.
2. Скоробогатов В.А., Строганов Л.В., Копеев В.Д. Геологическое строение и газонефтеносность Ямала. М.: Недра, 2003.

Верхнеюрско-нижнемеловые надсубдукционные комплексы Северо-Востока Азии и палеотектонические реконструкции конвергентной границы Северо-Западной Пацифики и Азиатского континента

На Северо-Востоке Азии широко распространены островодужные комплексы позднеюрско-раннемелового возраста [1, 2, 6]. Они встречаются как в Верхояно-Чукотской (мезозойды), так и в Корякско-Камчатской складчатых областях, хотя время формирования слагающих покровно-складчатых структур различно.

В мезозойдах к надсубдукционным образованиям верхней юры – нижнего мела относятся комплексы Уяндино-Ясачненской островной дуги, Алазейско-Олойской складчатой системы и Южно-Ануйской сутуры.

В Корякско-Камчатской складчатой области надсубдукционные образования известны в Западно-Корякской складчатой системе, где реконструируется Удско-Мургальская дуга. В северной части Корякского нагорья в Майницком и Алганском террейнах островодужные образования слагают отдельные пластины и чешуи.

Палеотектонические реконструкции конвергентных границ плит сталкиваются с определенными трудностями. Одни из них прежде всего обусловлены уровнем изученности объектов и неполнотой наших данных для «древних» комплексов, другие имеют методический характер, а третьи связаны с неоднозначностью существующих представлений о латеральной изменчивости или постоянстве вулканических серий, формирующихся вдоль конвергентных границ плит. Обилие островодужных комплексов на Северо-Востоке Азии создает также трудности «пространственного» плана. Эти причины вызвали появление различного рода реконструкций, нередко противоречащих друг другу. Накопленный опыт показывает, что наиболее достоверными в методическом плане являются реконструкции конвергентных границ плит, основанные на восстановлении латеральных рядов структур островная дуга – аккреционная призма или в идеализированном варианте континент – краевое море – островная дуга – желоб для разных временных интервалов. При этом поиск и выяснение первичных палеогеографических связей между одновозрастными террейнами должен дополняться определением пространственных их соотношений и межрегиональной корреляцией.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

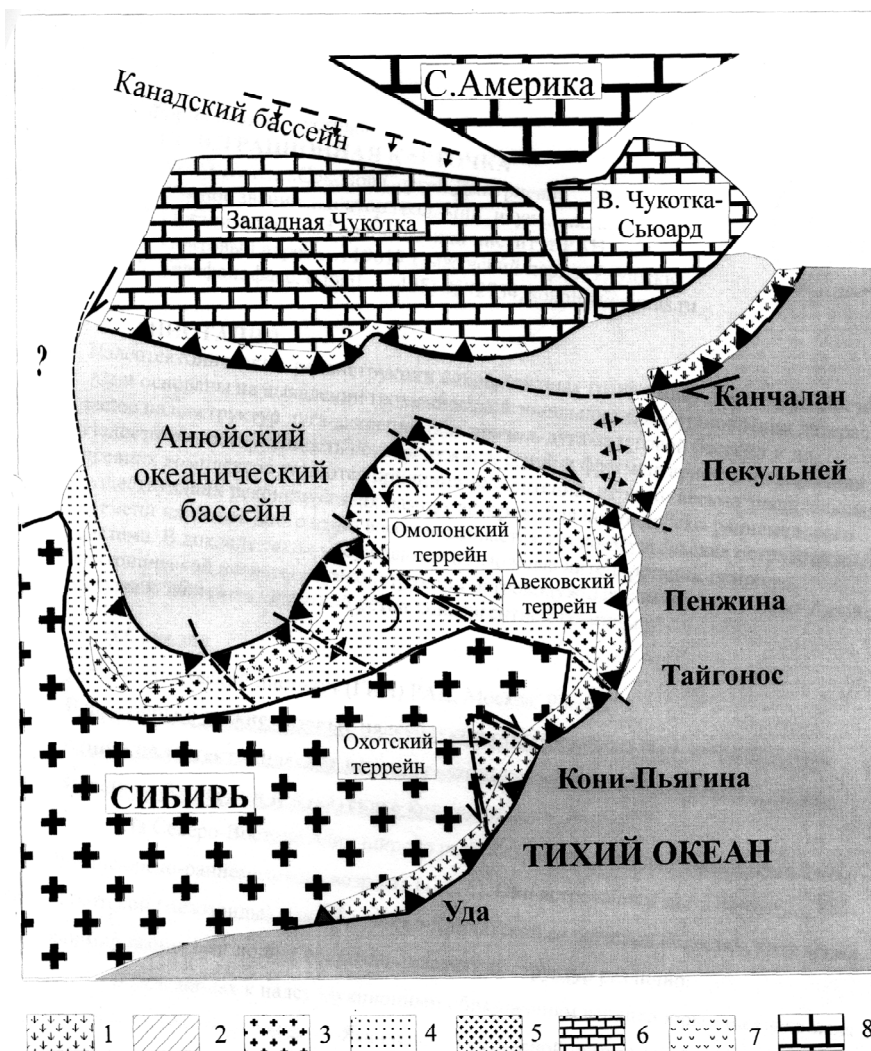


Рисунок. Палеотектоническая реконструкция для позднеюрско-раннемелового времени

1, 2 – Удско-Мургальская островодужная система: 1 – вулканическая дуга, 2 – аккреционная призма; 3–5 – Северо-Азиатская плита: 3 – Сибирская платформа, 4 – структуры обрамления Сибирской платформы, включая террейны мезозой, 5 – микроконтиненты; 6 – Чукотско-Аляскинский микроконтинент; 7 – Кульполнейская островная дуга; 8 – Северо-Американская плита; 9 – Аньюйский океанический бассейн; 10 – Мезоокеан; 11 – зона субдукции; 12 – зона спрединга; 13 – стрелки показывают направление движений

Реконструкция мезозойских палеоструктур зон перехода континент–океан были выполнены для ключевых наиболее информативных объектов с последующей экстраполяцией на соседние объекты. Среди многочисленных островодужных образований были выделены аллохтонные террейны и комплексы, которые по структурному положению, характеру фауны и другим параметрам могут рассматриваться как фрагменты конвергентной границы Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики.

Для позднеюрско-раннемелового времени наиболее надежно реконструируется протяженная Удско-Мургальская островодужная система (рисунок), которая прослеживается от Монголо-Охотской складчатой области на юге и до Чукотского полуострова на севере [8]. В южной части, включая Кони-Пьягинский сегмент, реконструируется только вулканическая часть островодужной системы с элементами тыловой части. Островодужные комплексы здесь залегают на гетерогенном основании: Сибирский кратон, Верхоянский комплекс, Охотский микроконтинент и Кони-Тайгоноская позднепалеозойско-раннемезозойская островная дуга [5, 7]. Следовательно, позднеюрско-раннемеловая конвергентная граница располагалась косо по отношению к более древнему структурному плану. На всем этом пространстве островодужные комплексы располагались на краю континента и можно уверенно говорить об окраинно-континентальном поясе.

В Тайгоносском и Пенжинском сегментах восстанавливается латеральный ряд структур: вулканическая дуга – предостроводужная часть – аккреционная призма – желоб – океаническая плита. Фундаментом островной дуги служили структуры более древней Кони-Тайгоносской дуги и аккретированные к ней террейны, в том числе палеозойские офиолиты. Отсутствие в фундаменте древней докембрийской континентальной коры подтверждается изотопными данными [3]. На большей части этих сегментов островодужные образования также формировались на краю континента. Однако в северо-восточном направлении в тылу дуги появляются морские отложения и окраинно-континентальный пояс на этой части континентальной окраины сменялся энсиалической дугой

Иная картина наблюдается в Пекульнейском сегменте, где островодужные комплексы залегают на гетерогенном фундаменте, включавшем фрагменты как нижней части континентальной коры, так и океанической литосферы [4]. Подобного рода фундамент можно называть конструктивным [4], поскольку его формирование было обусловлено процессом вертикальной акреции, обеспечившим тектоническое совмещение разнообразных по возрасту, составу и глубинности комплексов. В тылу дуги располагался задуговой бассейн с океанической корой, который вероятно был связан с Анюйским палеоокеаном.

Восточная, Чукотская ветвь конвергентной границы маркируется тремя сегментами – Канчаланским, Ушканьегорским и Золотогорским. Они также имели разное основание, в котором, вероятно, участвует и сиалическая кора. По сравнению с Пекульнейским сегментом вдоль Чукотской ветви поглощение океанической коры происходило достаточно «вяло», что могло быть связано с тем, что на этом отрезке граница плит представляла собой зону скольжения [4].

В докладе также обсуждаются возможные интерпретации природы, тектонической позиции и реконструкции островодужных комплексов Южно-Аннуйской сутуры и эволюция Олойской ветви конвергентной границы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №08-05-00547), Ведущие научные школы (НШ-3172.2008.5), Программа ОНЗ РАН 10.

Литература

1. *Богданов Н.А., Тильман С.М.* Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте) // М.: ИЛСАН, 1992. 54с.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
3. *Лучицкая М.В., Шатагин К.Н.* Первые Sr-Nd изотопные данные по гранитоидам Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов (южная часть п-ова Тайгонос, Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2006. Т. 410, № 5. С. 647–650
4. *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС. 2001. 201 с.
5. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
6. *Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. №1. С. 68–78.
7. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
8. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н.* Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).

**Структура мантии по данным томографии на
трансатлантическом субширотном профиле, пересекающем
САХ на широте разлома Кейн**

Первые работы по сейсмической томографии мантии, появившиеся в 80-е годы (Masters, Nakanishi, Anderson, Su, Dziewonsky, Zhang, Tanimoto) и подавляющее большинство поздних работ выявили новую фундаментальную систему фактов, касающихся распределения томографических аномалий в мантии (относительные вариации сейсмических скоростей), которые были встроены в концепцию тектоники плит следующим образом.

Отрицательные аномалии были проинтерпретированы как зоны прогретого и частично расплавленного вещества мантии, отражающие восходящие потоки на дивергентных границах конвективных ячеек, положительные аномалии – как зоны остывших литосферных плит, погружающихся в горячее и более легкое мантийное вещество, и маркирующие конвергентные границы ячеек. Уже в конце 80-х и начале 90-х годов публикуемые иллюстрации и особенно трехмерные модели показывали, что конфигурация аномалий не такая, какая требуется для объяснения классической модели тектоники плит. Например, 3D визуализация модели s12slw в работе [4] четко показывает, что отрицательные («горячие») аномалии томографии имеют форму двух мегаплюмов – Африканского и Тихоокеанского, которые отходят от границы ядро-мантия в виде ветвящихся древообразных структур, почти затухающих к поверхности. Другими словами, *томография показывает наличие в мантии плюмов, но не конвекционных ячеек*. Другой системой аномальных «горячих» значений являются аномалии срединно-океанических хребтов (СОХ), *но они не прослеживаются глубже 300 км*. Срезы томографического куба на глубине 400 км не дают возможности распознать на них наличие структур типа СОХ и определить наличие восходящих потоков вещества, раздвигающих в Атлантике, согласно теории, прилегающие континентальные и океанические плиты с общей шириной 13 тыс.км. Таким образом, отношение габаритов вертикального потока СОХ с расталкиваемым массивом литосферы составляет около 1/40, что физически нереализуемо без дополнительных факторов воздействия, помимо теплового течения.

Рассмотрим сечение томографического куба модели NGRAND [3] через Атлантический океан на широте трансформного разлома Кейн

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

вдоль линий течения (flowlines) по направлению спрединга (рисунок). Положение разреза выбрано в связи с тем, что данный сегмент САХ является классическим для иллюстрации действия теории тектоники плит. Диапазон значений томографической аномалии $\pm 0.5\%$, являющийся фоновым, выделен на разрезе для ясности жирными изолиниями, поскольку серьезного рассмотрения заслуживают аномалии, амплитуда которых превышает границы данного интервала. На разрезе хорошо видны «столбы» Африканского мегаплюма, разветвленного на несколько колонн. Восточная колонна доходит до поверхности и проявлена формированием горячей точки Афар со значением аномалии почти -8% . Западная колонна начинает ветвиться в пределах разреза на глубинах около 1000 км и питает системы островов Зеленого Мыса и Канарских островов (это видно при 3D визуализации куба). Интересной особенностью разреза является наличие аномалии в 2200 км к западу от САХ в интервале глубин от 100 до 700 км, имеющей строение, симметричное верхнему сегменту колонны островов Зеленого Мыса. Центром симметрии является аномалия САХ около -4.6% , не имеющая корней глубже 300 км со значениями, превышающими фоновые. Включение вещества магматических камер островов Зеленого Мыса в литосферу и отрыв их от глубинного подводного канала обсуждался в работе [1]. Относительно западной аномалии вряд ли допустимо подобное предположение, поскольку за интервал ~ 150 млн лет вещество должно было остыть, но, тем не менее, оно не исключено. Существует вероятность, что эти аномалии связаны с ветвями Тихоокеанского плюма и ответвлениями от колонны ВТП. Отметим, что вполне значимым является ответвление аномалии под продолжением Камерунской линии до линии разреза.

Другой интересной особенностью разреза является наличие томографической аномалии типа «слаб», доходящей практически до границы с ядром и начинающейся на глубине 700 км под серединой Северо-Американской плиты. По логике цикла развития литосферной плиты здесь должно происходить погружение тех фрагментов литосферы, которые сформировались вдоль северного продолжения ВТП, находящегося в настоящий момент в пределах Кордильер, и их дрейфа на восток. В этом случае остается неясной возможность остывания этих фрагментов до состояния, при котором они, не нагреваясь, погружаются на глубину до 2500 км, сохраняя способность генерировать аномалию типа «слаб». Вероятнее всего, подобные аномалии имеют не термальную природу.

Анализ приведенного томографического разреза показывает, что в мантии существуют мощные «горячие» аномалии, связанные с мегаплюмами, которые нельзя связать с конвективными ячейками и которые не приводят к существенному (более 1000 км) расталкиванию вещества

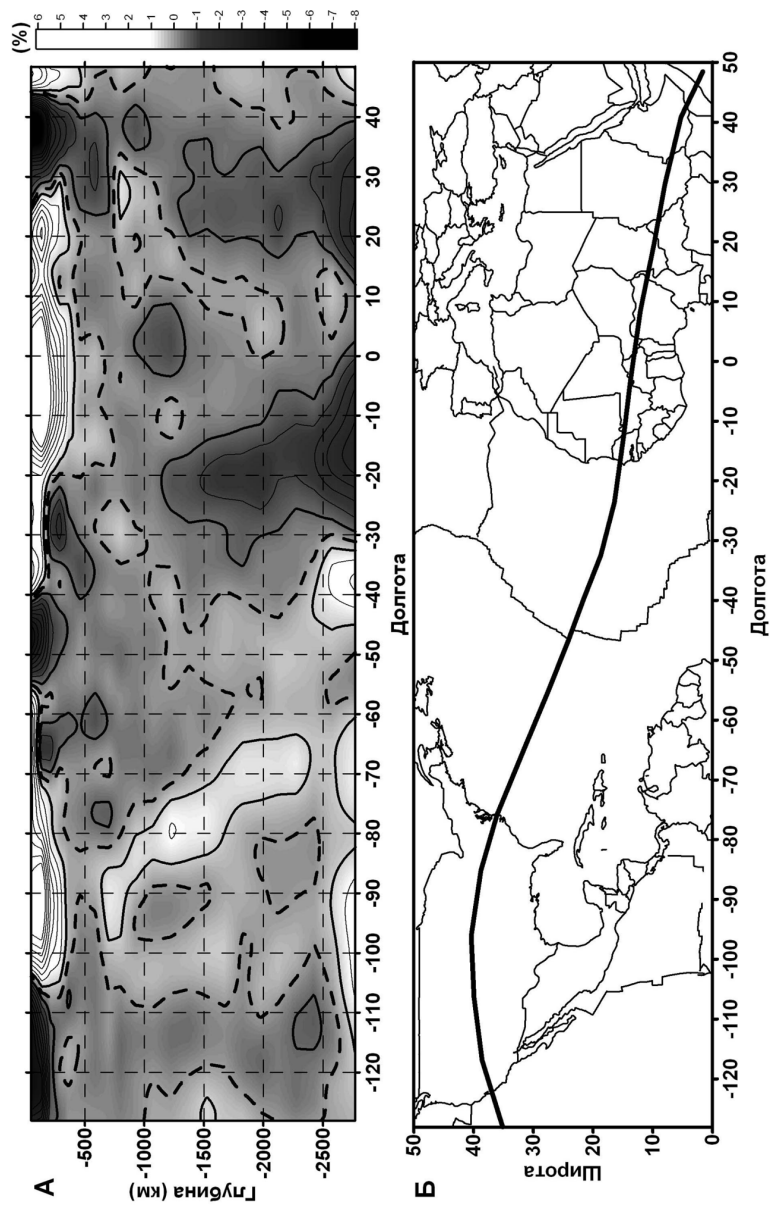


Рисунок. Сечение томографического куба модели NGRAND [3] (31 порядок) вдоль трансатлантического профиля
 А – томографический разрез (пунктирная изолиния – нулевое значение, жирные сплошные изолинии – пределы $\pm 0.5\%$); Б –
 положение профиля

при растекании на поверхности Земли под литосферным слоем. В структурах СОХ, где по теории должны быть глубинные восходящие потоки, расталкивающие плиты на суммарных удалениях до 13 тыс. км, «горячих» томографических аномалий с соответствующей амплитудой, отражающей энергоёмкость среды достаточную для осуществления действия по раздвигу континентов, не наблюдается. Данная ситуация требует введения в арсенал тектогенерирующих факторов дополнительного фактора тектогенеза и его источника энергии, способного объяснить крупные горизонтальные перемещения плит. Новый подход к решению этой проблемы отражен в работе [2]. Анализ данных томографии на трансатлантическом разрезе показывает, что «тепловая машина» Земли, бесспорно существующая в объеме мантии и объясняющая плюмы, нуждается в комбинировании с другими типами энерговыделения для объяснения наблюдаемых на поверхности фактов.

Литература

1. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный Мир, 2000. 176 с.
2. Соколов С.Ю. Новый механизм горизонтального движения тектонически активных масс земной коры и литосферы // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 278–282. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 2).
3. Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic Tomography: A snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. Vol. 7, № 1/7.
4. Su W.J., Dziewonski A.M. // EOS. Trans. AGU. Vol. 74(43), Fall Meeting Suppl., 557, 1993.

Н.В. Соколова¹

Роль Тихого океана в геодинамических перестройках

В последние годы возрос интерес к проблеме взаимосвязи геодинамических процессов и движения Земли вокруг Солнца и вокруг своей оси. В частности, о насущной необходимости учета ротационного фактора отмечается в работах В.Е. Хаина [11], А.И. Полетаева [6], О.А. Мельникова [2], К.Ф. Тяпкина и М.М. Довбнича [10] и др.

В этой связи рассмотрим роль Тихого океана в геодинамических перестройках, связанных с изменениями движений Земли вокруг Солнца и вокруг своей оси.

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

Как показывают исследования [1], уровень Тихого океана в разные геологические периоды неоднократно менялся: то опускался, то поднимался.

Механизм крупных геократических изменений уровня океана может быть связан с гипотезой об общем расширении либо циклическом (пульсационном) изменении размеров Земли на протяжении ее геологической истории, в первую очередь, за счет изменения размеров океанических впадин [1, 3].

В работе [8] показано, что минимальная скорость спрединга в Тихом океане была близка к 20 мм/год, а максимальная превышала 100 мм/год. Были выявлены периоды сжатия-растяжения, циклы спрединга и импульсы формирования океанических плато Тихого океана.

Очевидно, что Земля вращается вокруг Солнца и своей оси не в раз и навсегда данном направлении. Существует немало признаков того, что направление движения ее неоднократно менялось. Следовательно, менялось положение ее полюсов и систем глобальных потоков на земной поверхности. Изменения при этом происходили по линии минимальных относительных изменений или наименьших сопротивлений [4].

Анализ многочисленных источников показал, что в связи с такими изменениями движений на Земле всякий раз должна функционировать своя (из трех возможных в ортогональных плоскостях) система адаптации глобальных потоков к изменениям внешних условий. Все они по-разному охватывают области Тихого океана. Современная адаптационная система включает циркумполярное течение Западных Ветров (ТЗВ) и ортогональную ему зону Тихого океана с глубоководными желобами, расположенными вдоль берегов Евразии (далее эта зона проходит последовательно через Северный Ледовитый и Атлантический океаны). Вторая система адаптации имеет свое «Течение NS Ветров» (аналог ТЗВ), окаймляющее область в центральной части Тихого океана по часовой стрелке, и соответственно ортогональную ему зону крупнейших потоков: в Индийском океане, далее между Африкой и Евразией, между Северной и Южной Америкой. Третья система адаптации состоит из второго аналога ТЗВ, окаймляющего Австралию с островами, и ортогональной ему зоны крупнейших потоков, почти совпадающей с современной.

Если рассматривать поступательное движение Земли вокруг Солнца по орбите против часовой стрелки, то оказывается, что она при этом всегда будет вращаться вокруг своей оси против часовой стрелки (вращение ее по часовой стрелке будет противоречить движению ее по орбите). Данные движения против часовой стрелки (по орбите и вокруг своей оси) приводят к появлению дополнительного тренда движений самой Земли «вверх» в вертикальной плоскости оси вращения. И, на-

оборот, если внешнее движение осуществляется по часовой стрелке, то возникает дополнительный тренд движущегося тела в вертикальной плоскости «вниз» (см. известное правило буравчика).

Орбита движения Земли по форме может быть круговой, эллипсоидальной и т.д., но она никогда не бывает замкнутой. Изменения движения Земли вокруг Солнца включают изменения его направления (против или по часовой стрелке) и орбиты (уменьшающиеся или увеличивающиеся). Существует всего четыре варианта сочетания этих параметров. В первом варианте орбита увеличивается, движение осуществляется из базиса (воронки) против часовой стрелки. При таком движении тело сплющивается определенным образом (расширяется по экватору и сжимается по полярной оси). Во втором варианте орбита уменьшается, движение – в базис (на вершину конуса) против часовой стрелки. В этом варианте тело сплющивается таким же образом, что и в первом. Третий вариант – противоположный первому. В этом случае орбита уменьшается, движение ориентировано по часовой стрелке в базис-воронку. При подобном движении тело тоже сплющивается, но уже по-другому: происходит постоянное сжатие его со всех сторон в вертикальной плоскости оси вращения, в результате чего оно вытягивается, что способствует на определенном этапе отчленению отдельных его частей. Этот режим – режим деградации. В четвертом варианте орбита увеличивается, движение – по часовой стрелке из базиса (верхней части конуса). Этот вариант, как и третий, способствует расчленению движущегося тела. В данном случае, как и в третьем варианте, движущееся тело способно переходить с одного витка на другой без прохождения его целиком. Этому способствует дополнительный тренд движения тела (см. выше). Если в первых двух вариантах функционируют адаптационные системы потоков к изменениям внешних условий, то в третьем и четвертом вариантах таких систем нет.

Современная Земля движется вокруг Солнца согласно первому варианту изменений орбиты и направлений движения. Она сплющивается определенным образом [4]. При первом и втором вариантах разломы в пределах глубоководных тихоокеанских желобов еще более раскрываются, обновляются в зависимости от действующей системы адаптации в субширотном или субмеридиональном направлениях. При современной первой и третьей системах адаптации разломы раскрываются в субширотном направлении и отдельные слои «сползают» вниз вдоль субвертикальных разломов.

Как отмечено в работе [7], в общем виде процесс не укладывается в строгие каноны спредингового развития глубоководных впадин, наряду с ним действует процесс тектонического опускания. Отмечен его сту-

пенчатый характер, что отражает дискретный геодинамический режим нисходящих движений.

Установлены условия расширения разломов и смещения слоев вдоль них, а также действия локальных процессов сжатия–растяжения разного уровня и направления [5].

В частности, проблемы изучения развития широтных разломов и вулканических структур в пределах тихоокеанской окраины Азии рассматриваются в [9].

Если в первом и во втором случаях происходит обновление разломов, то в третьем и четвертом вариантах происходит постепенное закрытие разломных зон меридионального простирания. Одновременно расходятся разломы субширотного простирания. Это будет способствовать отчленению от Земли отдельных крупных частей. Такие варианты развития Земли возможны, на земной поверхности есть их маркеры, которые в настоящее время не являются определяющими. Земля, несомненно, имеет своеобразный «иммунитет» к негативным изменениям внешних движений по третьему и четвертому вариантам, при действии которых она была бы давно расчленена.

Тихий океан задействован (хотя и по-разному) во всех трех системах адаптации при размещении крупнейших зон потоков на земной поверхности (см. выше). «Самые низкие точки» в пределах базисов-воронок – глубоководных желобов (точнее, их изменения) способны дать информацию о грядущей смене варианта движений.

Известно, что в целом площадь Мирового океана в мезозое была значительно больше современной. Наличие на глубинах 1000–1300 м вершин гайотов и некоторые другие геологические данные по глубоководным котловинам позволяют предполагать существенное увеличение столба воды над ними в течение мезозоя – кайнозоя. Это можно объяснить увеличением контрастности рельефа Земли, что явилось определяющим фактором изменений уровня Мирового океана в кайнозое [1].

Как уже отмечалось выше, при исследовании характера современного движения Земли вокруг своей оси выявляется дополнительный тренд ее движения вверх в вертикальной плоскости оси вращения, который в конечном итоге приведет к кратковременному движению ее в ортогональной плоскости (в соответствии со второй системой адаптации). В настоящее время наблюдается характерное расчленение Антарктиды, свидетельствующее о четком изменении направления вращения Земли. Такое движение непродолжительное, так как в целом противоречит движению Земли вокруг Солнца. Но оно снимает напряжения, накопившиеся при вращении Земли вокруг своей оси, а также носит отчасти компенсационный характер, потому что Земля при этом сплющивается в

противоположном направлении, и форма ее опять приближается к шару. Земля сделает всего несколько витков в данном ортогональном (по отношению к современному вращению) направлении: от Антарктиды через Марианский желоб в Тихом океане, через Северный Ледовитый и Атлантический океаны. Далее все остаточное напряжение будет снято в Тихом океане, – не случайно вдоль берегов Северной и Южной Америки размещены глубоководные протяженные впадины.

Таким образом, роль Тихого океана в геодинамических перестройках в процессе адаптации Земли к изменению внешних условий, снятия напряжений разного уровня уникальна.

Литература

1. *Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н.* История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 368 с.
2. *Мельников О.А.* Роль внешних источников (ротационного и космических факторов) в энергетике тектогенеза Земли // *Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. С. 13–18.* (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).
3. *Милановский Е.Е.* Расширяющаяся и пульсирующая Земля // *Природа. 1982. № 8. С. 46–59.*
4. *Орлов В.И.* Динамическая география. М.: Научный мир, 2006. 594 с.
5. *Патрикеев В.Н.* Особенности и природа деформаций Северо-Западной плиты Тихого океана // *Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. С. 80–83.* (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).
6. *Полетаев А.И.* Проблема ротогенеза в докладах и материалах XXXV Тектонического совещания // *Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики: Четвертые Горшковские чтения: материалы конф. М.: МГУ, 2002. С. 22–27.*
7. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоническая типизация океанских глубоководных впадин // *Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. С. 121–122.* (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).
8. *Степанко А.А.* К проблеме суперплюма Ларсона: динамика спрединга и пульсы платобазальтового магматизма Тихого океана // *Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. С. 233–237.* (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).
9. *Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И.* Разломы глубоководных котловин Филиппинского моря как один из индикаторов происхождения и эволюции его впадин // *Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: V Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2006. С. 66–69.*
10. *Тяпкин К.Ф., Довбнич М.М.* Вращение Земли – единственный реальный источник энергии ее тектогенеза // *Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. С. 295–301.* (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).
11. *Хаин В.Е.* Современная геодинамика: достижения и проблемы // *Природа. 2002. № 1. С. 51–59.*

Краевые прогибы платформ и тектоническая природа глубинных желобов

В основу исследований положены результаты многолетних работ по теме «Пограничные структуры платформ и их нефтегазоносность», которую мы выполняли по грантам в 2001–2008 гг. [2], и опыт, приобретенный при исследованиях в Сибири [1] и на Дальнем Востоке по теме систематика структур земной коры [5, 6].

Краевые прогибы – это структуры на границе разнотипных (древних, молодых и юных) платформ в слоистой структуре земной коры, в которых наблюдается сочетание соседствующих комплексов (рис. 1).

Вырисовывается *четкая структурная* позиция краевых прогибов – все они располагаются перед фронтом складчатых областей (горных сооружений) на границе плит одних платформ со щитами других (см. рис. 1).

Если теперь сравнить структурную позицию краевых прогибов и глубоководных желобов, то обнаруживается их структурная эквивалентность (одинаковость) положений. Чтобы в этом убедиться, необходимо при тектоническом картографировании структур континентов, переходных зон от континента к океану и даже океанов соблюдать единый принцип типизации структур земной коры. Он заключается в том, что картируются крупные геологические тела, называемые *комплексами*. В полной мере это относится и к глубоководным желобам. Понять их тектоническую природу – это значит определить их тип на основе тех же признаков, которые определяют тектоническую природу геоморфологических (горы, равнины, впадины и др.) и геофизических (магнитные, гравитационные и другие аномалии) типов на континентах. Такой подход привел нас к *новому пониманию* тектонической природы глубоководных желобов как потенциальных в будущем *краевых прогибов* [8]. Новизна выразилась в построении *циклитовой модели слоистой структуры* земной коры [7].

Циклиты – это разноранговые геологические тела со структурой, в которой наблюдается повторение в пространстве одинаковых сочетаний составляющих их элементов: в минералах – химических элементов (элементарная ячейка), в породах – минералов (парагенезы), в формациях – пород (парагенерации) и т.д. Занимаясь много лет систематикой структур земной коры и тектоническим картографированием, мы смогли показать, что *циклитом* является и *земная кора* [7].

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

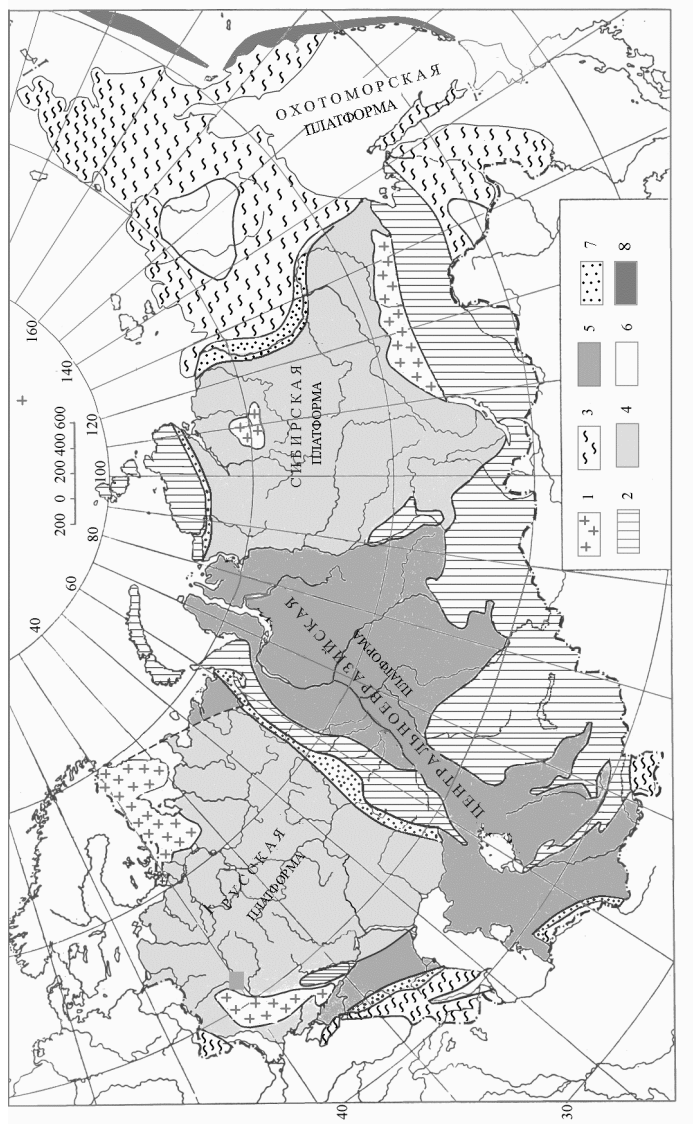


Рис. 1. Схема тектонического районирования России и сопредельных стран

1–3 – щиты платформ; 1 – древних, 2 – молодых, 3 – юных; 4–6 – плиты платформ: 4 – древних, 5 – молодых, 6 – юных; 7 – краевые прогибы; 8 – желоба

На идею циклитовой модели натолкнули работы тектонической школы Архангельского–Шатского и, в частности, статьи М.В. Муратова [3, 4].

Циклитовую модель можно представить в форме таблицы (матрицы), отражающей соотношения понятий площадного (по горизонтали) и объемного (по вертикали) районирования. Элементами площадного районирования выступают континентальные, переходные и океанические области. Континенты слагаются областями складчатости (от архейских до кайнозойских) и областями плит (древних и молодых платформ). Зоны перехода включают плиты окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба. Океанические области представлены «подвижными» поясами (георифтогеналями) и океаническими плитами (талассопленами).

Элементами «объемного» районирования выступают геологические (тектонические) комплексы, среди которых четко обособляются *трехчленные ритмы* (циклиты), которые, вслед за М.В. Муратовым, названы «главными платформообразующими комплексами». В стратиграфической последовательности они непрерывно сменяют друг друга, представляя собой *платформы* (древние, молодые и юные). Древние (эпикарельские) и молодые (эпигерцинские) платформы как основные типы структур Земли известны давно.

Проводя объемное тектоническое картографирование на Дальнем Востоке (рис. 2), а сейчас – в Азово-Черноморско-Каспийском регионе, нам удалось показать (см. рис. 1), что окраинные моря (впрочем, как и внутренние типа Черного моря) по своей тектонической природе являются, по терминологии Р.Г. Гарецкого, *плитами юных платформ*, а мезозойско-кайнозойские складчатые области представляют их *щиты*. Древние, молодые и юные платформы различаются стратиграфическим положением главных платформообразующих комплексов. Комплексы, располагающиеся в слоистой структуре под ними, – это *комплексы основения* (фундамент платформ).

Комплексы, залегающие со стратиграфическим перерывом над главными, – это эпиплатформенные комплексы (либо орогенные, либо плитные), т.е. комплексы соседних платформ, «залезших не на свою территорию». Между платформами располагаются краевые системы (краевые и периплатформенные прогибы, краевые массивы и швы). Зоны Беньофа в циклитовой модели можно рассматривать как будущие структурные швы. Курило-Камчатский желоб как будущий краевой прогиб, располагается на границе Охотской юной платформы с Тихоокеанской платформой (см. рис. 2). Правомерно и обратное заключение: краевые прогибы – это бывшие желоба.

Из циклитовой модели следует вывод об *однотипности* слоистой структуры земной коры континентов и океанов. Для его проверки необ-

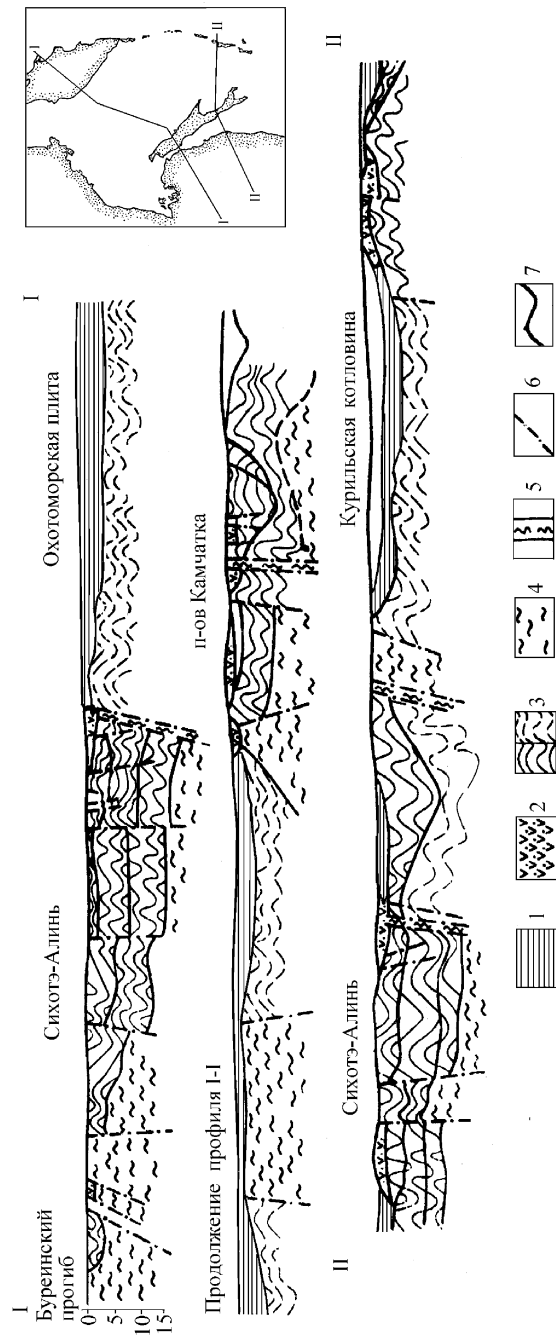


Рис. 2. Структурные профили через Охотское море
 1 – плитный комплекс (MZ-KZ); 2 – главные орогенные комплексы (MZ₂-KZ); 3 – главные геосинклинальные комплексы (MZ);
 4 – комплексы основания (AR-PR-PZ); 5 – структурные швы; 6 – глубинные разломы; 7 – границы комплексов

ходим «решающий» эксперимент с бурением, чтобы пройти базальтовый покров в океане и выяснить, наконец, что под ним. Не исключено, что, как и под трапповым комплексом континентов, там залегают обычные платформенные комплексы (плитные или орогенные).

Вывод один – глубинные желоба – это некомпенсированные осадками краевые прогибы, а островные дуги – это формирующиеся складчатые области (щиты платформ). Имеются случаи перехода по простиранию краевых прогибов в желоба (Предгималайский краевой прогиб – Зондский желоб).

В практическом отношении новое определение тектонической природы краевых морей, островных дуг и желобов важно для оценки закономерности локализации нефтяных и газовых месторождений на дне морей и океанов.

Работа выполнена в рамках проекта 2.1.1/3385 «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 годы)»

Литература

1. Атлас тектонических карт и опорных профилей Сибири / Гл. ред. А.Л. Яншин. Новосибирск: Наука, 1988. 9 с.
2. Бондаренко Н.А., Соловьев В.А. Пограничные структуры платформ и их нефтегазоносность. Краснодар: Просвещение-Юг, 2007. 112 с.
3. Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей // Изв. АН СССР. №6. Сер. Геология. 1963. С. 3–22.
4. Муратов М.В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры // Геотектоника. 1965. №1. С. 3–15.
5. Соловьев В.А. Тектоника континентов Хабаровск: Наука, 1975. 365 с.
6. Соловьев В.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С. и др. Тектоническая терминология зоны перехода от континента к океану и вопросы систематики структур земной коры // Вопросы общей и теоретической тектоники: сборник Хабаровск: Наука, 1974. С. 5–15.
7. Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Циклитовая модель слоистой структуры земной коры. // Материалы XI тектонического совещания. Т. 2. М: ГЕОС, 2007. С. 222–225.
8. Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Тектоническая природа островных дуг желобов окраинных и внутренних морей. // Материалы XLI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 282–286.

**Тектонические структуры центральной части
Верхнеиндигирского района по геофизическим данным
(Восточная Якутия)**

Современные автоматизированные комплексы обработки геофизической информации, основанные на статистическом и спектрально-корреляционном анализе, позволяют выделять трехмерные аномальные объекты различной морфологии. Определение геометрических параметров аномалеобразующих объектов (формы, глубины залегания) дает возможность анализа тектонического строения исследуемых регионов.

Значения гравиметрического поля центральной части Верхнеиндигирского района отрицательные. Структура поля Δg обусловлена особенностями геологического строения региона – положением кристаллического фундамента, развитием крупных магматических образований и протяженных разрывных структур. В центральной части исследуемой территории наблюдается блок повышенных значений гравитационного поля. В геологическом отношении выделенный блок, вероятно, обусловлен поднятием кристаллического фундамента. Разрывные структуры в гравиметрическом поле выделяются по косвенным признакам – линейно-вытянутым аномалиям и нарушениям их регулярности. Гранитоидные массивы, имеющие дефицит плотности по отношению к вмещающим породам, отмечаются пониженными значениями поля Δg . В северо-западной части района наблюдается зона градиентных значений поля силы тяжести. Она отвечает широкой, до 7–8 км, разуплотненной структуре северо-восточного простирания, разделяющей территорию на два сегмента с различным строением.

Простирание аномалий магнитного поля преимущественно северо-западное. Наблюдаются две системы линейных магнитных аномалий положительного знака. Первая система северо-западной ориентировки отвечает зоне Адыча-Тарынского разлома и трассируется в центральной части рассматриваемой территории. Вторая система выделена севернее, параллельно первой. Имеет более сложное строение и состоит из локальных аномалий различной протяженности и интенсивности.

Трансформации геопотенциальных полей проводились в автоматизированной программе «Coscad 3Dt», предназначенной для обработки геолого-геофизических данных на основе статистического и спектрально-корреляционного анализов. Использован следующий граф обработки

¹ Якутский государственный университет им. М.К. Аммосова (ЯГУ), Якутск, Россия

геопотенциальных полей: расчет двумерной автокорреляционной функции для выбора оптимального размера скользящего окна; двумерная адаптивная энергетическая фильтрация с выделением локальной и региональной составляющих; оценка параметров аномалеобразующих объектов (спектральная оценка распределения гравитационных масс); зондирование с вычислением центральных статистических моментов в скользящем окне (дисперсия); зондирование с вычислением двумерного радиуса корреляции в скользящем окне.

По расчетам двумерной автокорреляционной функции установлено, что основное простирание аномалий геофизических полей центральной части Верхнеиндигирского района – запад-северо-западное и север-северо-восточное. На схеме локальной составляющей гравиметрического поля территории минимальными значениями характеризуются разломы и нескрытые гранитоидные массивы. Адыча-Тарынский разлом прослеживается по цепочке локальных аномалий повышенных значений $\Delta g_{\text{ЛОК}}$ северо-западного простирания. Отмечено изменение ориентировки локальных аномалий до северо-восточного в среднем течении р. Эльги. Мугурдах-Селериканский разлом прослеживается по линейно-вытянутому в северо-западном направлении локальным аномалиям отрицательного знака $\Delta g_{\text{ЛОК}}$. По смещению осей отрицательных аномалий предполагается развитие разрывных структур северо-восточного простирания. На схеме локальной составляющей магнитного поля находят свое отражение линейные структуры – в центральной и северо-восточной частях исследуемой территории.

На схеме региональной составляющей гравиметрического поля района выделяется блок повышенных значений $\Delta g_{\text{РЕГ}}$ сложного строения. В первом приближении блок представляет собой пирамиду с треугольным основанием, грани которого направлены в субширотном, субдолготном и юго-восточном направлениях. С востока блок осложнен влиянием Нельканского, Леоиндигирского и Усть-Нерского гранитоидов. Выделенный в главной компоненте гравиметрического поля блок повышенных значений $\Delta g_{\text{РЕГ}}$ отражает поднятие кристаллического фундамента в центральной части Верхнеиндигирского района. На схеме региональной составляющей аномального магнитного поля Адыча-Тарынский разлом проявляется линейно-вытянутой аномалией положительного знака.

Для оценки распределения гравитационных масс центральной части Верхнеиндигирского района на ключевых участках построены интерпретационные профили, где выделены блоки с пониженной и повышенной плотностью. Расчет оценок дисперсии потенциальных полей позволил выделить в трансформированных полях известные и предполагаемые разрывные структуры по линейно-вытянутому аномалиям значений дисперсии.

В результате корреляционного зондирования получена информация о глубине положения границы осадочный чехол – кристаллический фундамент. Отмечается поднятие кристаллического фундамента в восточной части рассматриваемой территории. Мощность осадочных пород по данным корреляционного зондирования изменяется от 9 до 16 км.

Работа выполнена при поддержке АВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 годы)» (проекты № 2.1.1/558 и № 2.2.1.1/2568).

М.Л. Сомин¹

Природа регионального метаморфизма в подвижных поясах фанерозоя: сравнительно-тектонический анализ

Традиционный подход к анализу причин, вызывающих региональный метаморфизм низкого и умеренного давления, сводится в основном к вопросу об источнике тепловой энергии: достаточно ли для такого метаморфизма тепла радиоактивного распада, выделяющегося из тектонически утолщенной сиалической коры, или необходим и тепловой поток из мантии. При таком подходе часто упускают из виду, что регионально метаморфизованные комплексы всегда являются продуктом проявления трех факторов: глубокого погружения, аномально высокой температуры и больших деформаций. Ни один из этих факторов сам по себе не продуцирует регионального метаморфизма. Поэтому проблема его природы сводится к поиску тектонических обстановок, в которых действуют все три фактора. Самый простой геологический способ подойти к решению этой проблемы заключается в сравнении строения разновозрастных складчатых систем, в первых из которых региональный метаморфизм отсутствует, а во вторых широко проявился. Тектонические различия между такими системами могут рассматриваться как необходимое условие для проявления регионального метаморфизма. В качестве примера системы первого типа рассмотрим альпийский Большой Кавказ, второго – Кубу и Альпы.

Представления о структуре *Большого Кавказа* в последние годы существенно эволюционировали. На смену взгляду на нее как на сооружение антиклинорно-синклинорного типа предложена ее трактовка как серии тектонических пластин [2], возникших при аккреционно-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

«псевдосубдукционных» [7] процессах. Известна также ультранаппистская модель С.И. Дотдуева [1], в которой вся область к северу от Главного Кавказского «надвига» считается аллохтонной, перемещенной к югу на расстояние свыше 100 км по плоскости этого «надвига». Эти представления предполагают громадное сокращение коры Кавказского региона в позднеальпийское время с субдукцией к северу Закавказского массива и комплексов Южного склона. Однако многие факты противоречат таким идеям. Действительно, литолого-стратиграфические характеристики лейаса–аалена, согласно Д.И. Панову, выдержаны на протяжении всего региона, подошва лейаса везде одновозрастна, нигде нет ни серпентинитов, ни голубых сланцев, ни каких-либо экзотических террейнов. Главный «надвиг» представляет собой крутой взброс, сопровождаемый и местами прорываемый корово-мантийными интрузивами батского возраста [4]. Геофизические материалы также свидетельствуют в пользу интерпретации этой структуры как глубинной субвертикальной зоны [6]. К югу от « надвига» всегда расположены самые древние части разреза юрского чехла, которые местами трансгрессивно перекрывают фундамент. Последний, что весьма симптоматично, не несет признаков позднеальпийского прогревания. Все эти особенности, а также крутое положение структур в центральной и осевой частях зоны Южного склона указывают на отсутствие в это время субдукции и сдвигания коры и, следовательно, на небольшую величину ее общего горизонтального сокращения.

Структура *К у б ы* до середины 1970-х годов считалась сравнительно простой антиклинорно-синклинорной, лишь на севере осложненной надвигами. Предполагалось, что в ядрах антиклинорий гор Эскамбрай, о-ва Хувентуд и др. выступают метасадочные породы доверхнеюрского или еще более древнего метаморфического фундамента. Однако нами [5] показано, что исходный возраст метаморфических толщ юрско-нижнемеловой, возраст метаморфизма – позднемеловой, тип метаморфизма – преимущественно высокобарический. Расположенные на юге Кубы купола Эскамбрая окаймлены мощной полосой низкобарических амфиболитов Мабухина, надстраиваемых островодужными толщами мела. Долгое время считали, что амфиболиты – это фундамент меловых толщ, однако позже было доказано [5], что возраст амфиболитов также меловой и что они – нижняя часть разреза (метаморфическая инфраструктура) островной дуги, а не ее фундамент. Совокупность структурных, петрологических и геофизических данных [5] однозначно показывает, что купольные структуры Кубы – это обширные тектонические окна в толщах островной дуги, мощность которых достигает 20 км. Поскольку и на севере Кубы островодужные толщи контактируют со своим обрамлением также тектонически, становится ясно, что эти толщи везде

на Кубе аллохтонны и были перемещены на место своего современного положения из района Карибского моря. Таким образом, Куба характеризуется «сдвоенной» корой, где в нижней позиции находятся метаморфизованные эпиконтинентальные толщи, в верхней – островодужные серии, а также офиолиты. Все эти образования придвинуты (аккретированы) к комплексам североамериканской пассивной окраины, в основании которой находятся обнаруженные нами действительно древние (гренильские) метаморфические толщи. Таким образом, на Кубе доказаны молодой возраст как субдукционных (метаосадки Эскамбрая и Пиноса), так и надсубдукционных (Мабухина) метаморфических комплексов и их тесная связь с покровной структурой острова.

Структура *Альп*, как известно, классическая покровная, причем мощность самых верхних (австроальпийских) покровов до 20 км, а величина их перемещения оценивается в 200 км [10]. Покровы разного типа, в том числе и выжатые пеннинские покровы-складки, и покровы офиолитов, развиты и ниже австроальпид. Корневые зоны таких покровов, как Гельветские, почти полностью пережаты. Поэтому несомненно очень большая (не менее троекратной) величина сокращения коры в Альпах. Как и на Кубе, альпийский метаморфизм здесь проявился хотя и широко, но не повсеместно, и привел к появлению и высокобарических, и умеренно барических минеральных ассоциаций, которые развиваются как по древнему, часто континентальному, субстрату, так и по молодым осадкам. Эти молодые метаморфиты приурочены к осевой, внутренней и, соответственно, самой глубинной части Альп. Они выступают в тектонических окнах Энгадин и Тауерн, прорезанных в аллохтоне австроальпид. В составе исходных пород автохтона здесь осадки вплоть до позднемезозойских. Такие же молодые эпиконтинентальные отложения установлены в метаморфических оболочках пеннинских покровов-складок, в ядрах которых находятся переработанные породы домезозойского гнейсового фундамента.

Число приведенных примеров можно увеличить за счет данных по Бетской Кордильере, Эллинидам, Камчатки и др., а также данных, относящихся к палеозоидам. Например, кристаллическое ядро Большого Кавказа (Главный и Передовой хребты) до недавнего времени считалось докембрийским фундаментом, а островодужные слабометаморфизованные толщи девона-нижнего карбона Передового хребта – его палеозойским чехлом. Сейчас установлено, что в составе ядра доминируют среднепалеозойские породы, метаморфизованные на рубеже среднего и позднего палеозоя [3]. Поэтому комплексы ядра и островодужные серии – это тектонически совмещенные единицы, и ядро представляет собой обширное тектоническое окно в аллохтоне островодужных серий. Такая

же интерпретация применима к обширным выходам гранулитов Богемского массива, которые еще недавно принимались за архейские, а сейчас обоснован раннекаменноугольный (340 млн лет) возраст их метаморфизма [9]. Находящиеся выше толщи «баррандова палеозоя» соответственно являются не чехлом массива, а аллохтонными массами.

Можно заключить, что региональный метаморфизм проявлялся в подвижных поясах, испытавших максимальное горизонтальное сокращение, выражавшееся в появлении зон субдукции и больших надвигов. Молодые метаморфические комплексы формируют внутренние осевые зоны складчатых систем и обычно выступают в тектонических окнах, составляя псевдофундамент толщ, считавшихся автохтонными. Очевидно, само наличие молодых осевых метаморфических зон может служить признаком большого сокращения в поясе. Поскольку большое сокращение коры реализуется при коллизии, она и является необходимым условием для метаморфизма. Однако утолщение коры только в некоторых случаях может быть непосредственной причиной этого процесса: далеко не всегда вся кора обогащена радионуклидами и к тому же кондуктивный теплоперенос происходит слишком медленно, чтобы метаморфизм завершился в течение 15–20 млн лет или быстрее, как это вытекает из наших данных по поясам фанерозоя. Наиболее вероятно, что метаморфизм реализуется через сопровождающую коллизию деламинацию [7 и др.]: при быстром сжатии литосферы нижняя часть коры трансформируется в эклогиты, которые тонут в астеносфере, увлекая за собой всю кору. Это вызывает быстрое погружение последней и дополнительные большие деформации горизонтального сжатия в ней. Авторы модели деламинации предполагают, что отрыв плотного литосферного корня и его удаление астеносферными течениями приводят к быстрому перемещению вверх горячего астеносферного вещества, который и может быть главной причиной резкого повышения температуры в коре. Остается, однако, недостаточно ясен способ теплопереноса и роль флюидов в нем. Флюиды, очевидно, играют важную роль при надсубдукционном метаморфизме – формировании метаморфических зон в основании островных дуг.

Литература

1. *Дотдугев С.И.* О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. №5. С. 94–106.
2. *Панов Д.И.* Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: механизм и время формирования // Сборник трудов Северо-Кавказского технического университета. Серия «Тектоника и Геодинамика». Вып. 1. Ставрополь, 2002. С. 60–70.
3. *Сомин М.Л.* Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, С. 15–38.

4. *Сомин М.Л.* Альпийская деформация комплексов основания и тектонический стиль Большого Кавказа // Там же. С. 111–137.
5. *Сомин М.Л., Мильян Г.* Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 217с.
6. *Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Кухмазов С.У. и др.* Материалы геофизических исследований вдоль Эльбрусского профиля //Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 316–320. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
7. *Хаин В.Е.* Мезозойско-кайнозойские аккреционные комплексы Большого Кавказа // Докл. РАН. 2007. Т. 413, №5. С. 661–665.
8. *Hausemen G.A., McKenzie D.P., Molnar P.* Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // J. Geoph. Res. 1981. № 86. P. 6115–6132.
9. *Kober B., Kalt A., Hanel M., Pidgeon R.T.* SHRIMP dating of zircons from high-grade metasediments of the Schwarzwald, SW –Germany and implications for the evolution of the Moldanubian basement // Cont. Miner. Petr., 2004. N 147. P. 330–345.
10. *Trumpp R.* Geology of Switzerland, a guide-book // Basel; N. Y. 1980. 104 p.

А.А. Степашко¹

Динамика и структуры растяжения Тихоокеанской литосферы в середине – конце мела, 120–65 млн лет назад

В истории Тихого океана, возможно, всей океанической литосферы в целом, середина – вторая половина мелового периода были периодом наиболее энергичного тектономагматического развития. Наиболее важным в тектоническом отношении был рубеж, на котором скорость спрединга в Тихом океане достигала максимума, и как следствие, окраины океана подвергались самому сильному сжатию. Динамика образования подводных вулканических гор западной Пацифики позволяет определить точный возраст этой кульминации [2]. Меловые симаунты сосредоточены в пределах трех параллельных зон ВЮВ простираения и формировались 120–65 млн лет назад. Возраст вулканизма в зонах, по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным (Sager, Koppers, 2000 г.), омолаживается к центру океана, причем выделяется интервал 90–85 млн лет назад, когда скорость миграции была исключительно быстрой, до ~ 80–100 см/год. Интенсивность плавления мантии в середине этого же интервала, 87–88 млн лет назад, судя по кумулятивной кривой (рис. 1, а), также резко усилилась. Пространственно-временные особенности симаунтов показывают, что их генезис

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

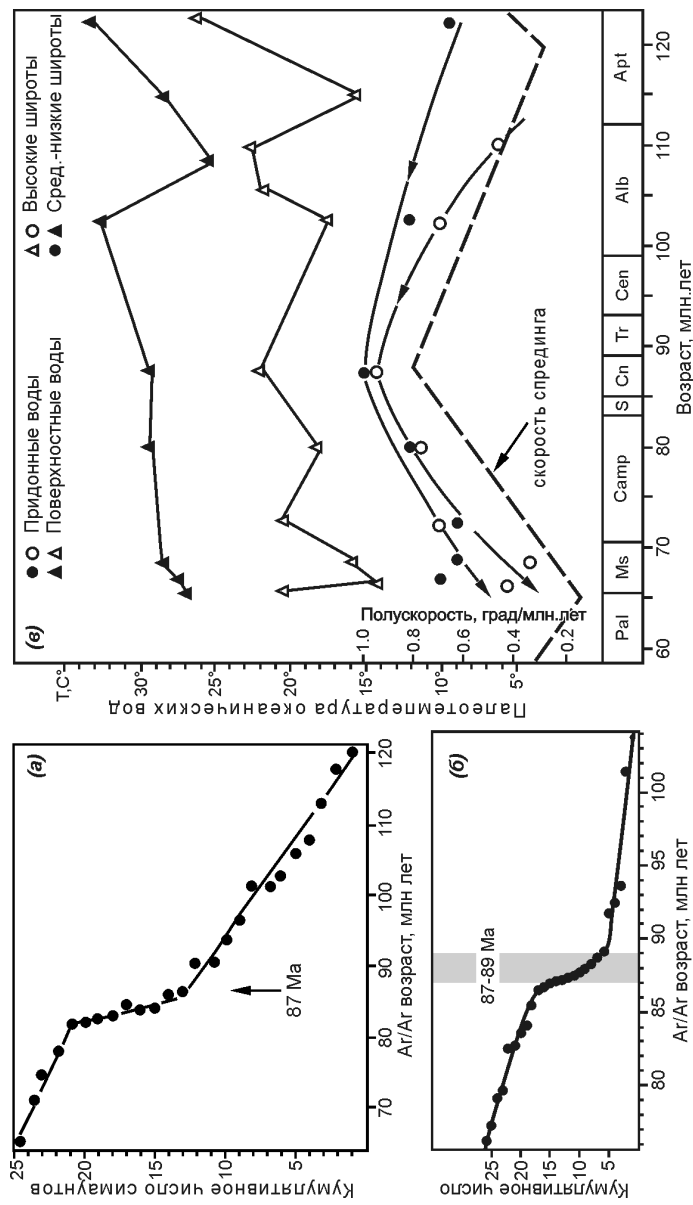


Рис. 1. Динамика растяжения Тихоокеанской литосферы в середине–конце мела
 а) Возраст максимума растяжения океана на кумулятивной кривой образования подводных гор Западной Пацифики по [1, 2], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные Sager, Correns (2000). б) Возраст максимума сжатия окраины Азии на кумулятивной кривой $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок для Охотско-Чукотского вулканического пояса, по данным Котляр, Русакова (2005); Тихомиров и др. (2006). в) Согласованность вариаций скорости Тихоокеанского спрединга по [3] и глобального тренда разогрева и остывания придонных вод океана, данные Захаров и др. (2006), в середине-конце мела

связан с декомпрессией, вызванной диффузным растяжением тихоокеанской литосферы [2]. Именно рубеж 87–88 млн лет назад отвечает возрасту максимального растяжения Тихоокеанской плиты.

Прямая зависимость океанического растяжения и окраинно-континентального сжатия подтверждается ритмикой формирования меловых вулканических поясов тихоокеанской окраины Азии [1]. Наиболее надежные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки для Охотско-Чукотского вулканического пояса (Котляр, Русакова, 2005 г.; Тихомиров и др., 2006 г.) позволяют точно определить возраст максимального сжатия континентальной границы. Анализ кумулятивной кривой показывает (см. рис. 1, б), что плавление и, по всей видимости, разогрев коры в поясе резко усилились 89 млн лет назад и наиболее сильным сжатие Азиатской окраины было в интервале 89–87 млн лет назад. Аналогичный региональный разогрев коры обнаружен на востоке Китая при анализе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных по апатитам из триасово-юрских осадочных пород (Grimmer et al., 2002 г.). Нагрев здесь происходил в интервале 110–90 млн лет назад, затем он сменился остыванием в интервале 90–55 млн лет назад. Сжатую и разогреву на границе раннего и позднего мела отвечает главная эпоха оловоносных гранитоидов, которые протягиваются от Чукотки до Южной Кореи (Родионов, 2001 г.). Кульминация сжатия и переход к растяжению на рубеже 89–88 млн лет назад отмечены здесь сменой гранодиорит-гранитных комплексов более основными диорит-гранодиоритовыми [1].

Опираясь на данные (Engebretson и др., 1984 г.), и предполагая, что в динамике образования подводных гор зафиксировано время максимального растяжения тихоокеанской литосферы на рубеже 88–87 млн лет назад легко построить кривую циклического изменения скорости спрединга для всего мелового периода [3]. Средне-позднемеловой цикл растяжения начался с аптского минимума, 120 млн лет назад, достиг максимума в коньякское время, 87–88 млн лет назад, и завершился к концу мела, 65 млн лет назад (см. рис. 1, в). Точно та же динамика океана отражена в глобальном тренде изменения палеотемпературы океанической воды в середине–конце мела, рассчитанной по изотопному составу раковин моллюсков (Захаров и др., 2006 г.). Разогрев придонных вод начинается (см. рис. 1, в) с апта–раннего альба (~ 120–110 млн лет назад), усиливается до коньяка (89–85 млн лет назад) и затем наступает охлаждение, которое продолжается до позднего кампана–маастрихта (~70 млн лет назад). Глубинная природа глобального температурного тренда доказывается тем, что он проявлен именно для придонных вод как высоких, так и низких широт, но не обнаруживается для поверхностных вод Мирового океана (см. рис. 1, в). По всей видимости, разогрев и последующее остывание придонных вод были вызваны закономерным изме-

нением проницаемости океанической коры, которая определялась интенсивностью растяжения океанической литосферы.

В переломные моменты деформационной истории, маркированные резким изменением скорости спрединга, происходили, по всей видимости, основные реорганизации поля напряжений в океане. Именно с кульминацией растяжения на рубеже 87–88 млн лет синхронна главная перестройка системы спрединга на севере Пацифики. В ее детальной реконструкции предполагается (Mammerickx, Sharman, 1988 г.), что отмирание плиты Изанаги и рождение плиты Кула произошло на рубеже 87.5 млн лет назад и на протяжении короткого периода 87.5–84 млн лет на севере океана сосуществовали два центра спрединга. С деформациями океанической литосферы связано, по всей видимости, образование гигантских океанических плато, столь характерных именно для мелового времени. В истории платобазальтового вулканизма океана обособляются (Добрецов, 2003 г.) три импульса внедрения: 126–117 млн лет, 92–87 млн лет и 69–58. млн лет назад. Они, несомненно, синхронны трем переломам кривой скорости спрединга и, вероятнее всего вызваны сменой характера деформаций океанической литосферы.

Три пульса внедрения расплавов очень хорошо проявлены для меловых плато Центральной Пацифики: Онтонг Джава и Манихики [3]. Их образование, как и меловых вулканических гор Западной Пацифики, связано с малоглубинным декомпрессионным плавлением мантии. В региональном плане плато Онтонг-Джава и Манихики находятся на линии, субпараллельной зонам растяжения, в которых локализованы одновозрастные симаунты (рис. 2). К юго-востоку от этой системы ослабленных зон расположены две линейные группы вулканических хребтов Пука Пука и Кроссграйн. Морфотектонический анализ показывает (Lynch, 1999 г.; Sandwell et al., 1995 г.), что их образование не может быть связано с горячей точкой и они маркируют трещины растяжения океанической литосферы. Структуры Пука Пука и Кроссграйн имеют кайнозойский возраст, < 40 млн лет, и морфологически принципиально отличаются от зон меловых симаунтов Западной Пацифики. Но, вместе с тем, по главным характеристикам две системы структур растяжения имеют несомненную близость. Пука Пука и Кроссграйн ориентированы по направлению 97–98° (Lynch, 1999 г.), в то время как средний азимут зон подводных гор Западной Пацифики составляет 95–100° [1]. Расстояние между зонами растяжения в обоих случаях также очень близко, 1400–1300 км. Как и для зон симаунтов, абсолютные датировки базальтов Пука Пука указывают на миграцию вулканизма в ВЮВ направлении. Линейная группа хребтов Кроссграйн продолжает, по всей вероятности, южную зону меловых симаунтов (см. рис. 2), а Пука Пука находится на

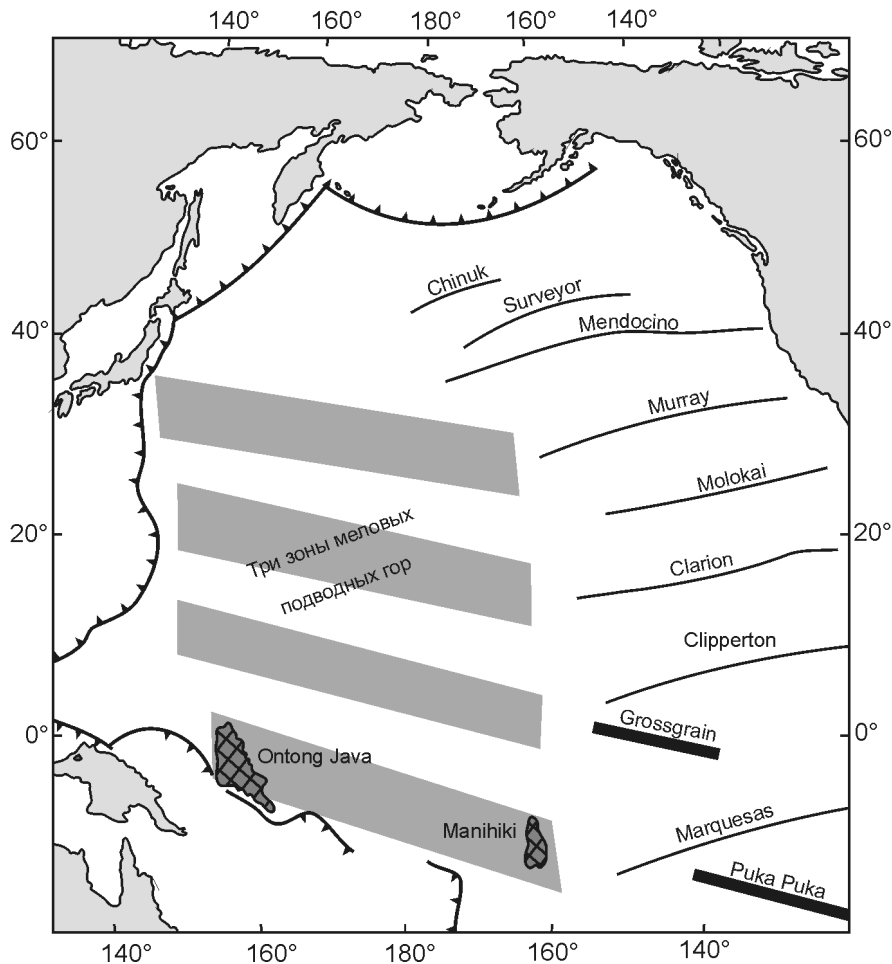


Рис. 2. Региональное положение структур внутриплитного вулканизма, образование которых вызвано растяжением Тихоокеанской литосферы

линии, вдоль которой расположены Онтонг Джава и Манихики плато. Все эти структуры внутриплитного вулканизма являются, видимо, разными отражениями общей системы растяжения литосферы океана, которая постепенно развивалась по крайней мере с середины мела и до конца кайнозоя.

Результаты исследования океана последних лет убедительно показывают, что вся тихоокеанская литосфера, не только на дивергентных границах плит, была вовлечена в постоянное циклическое растяжение.

С этим планетарным по масштабу процессом прямо или опосредованно была связана вся как собственно тектоническая, так и магматическая эволюция Тихого океана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 09-05-00091-а.

Литература

1. *Степанко А.А.* Особенности меловой динамики Тихоокеанской плиты и этапы магматической активности на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2006. № 3. С. 70–81.

2. *Степанко А.А.* Происхождение подводных гор Западной Пацифики и особенности динамики Тихоокеанской плиты в меловое время // Океанология. 2006. № 3. С. 442–448.

3. *Степанко А.А.* Циклы Тихоокеанского спрединга // Океанология. 2008. № 3. С. 436–444.

Н.М. Столбов¹

Линейно-упорядоченный магматизм архипелага Земля Франца-Иосифа

Тектоническая интерпретация дайковых комплексов траппов Сибири в качестве производных рассеянного спрединга впервые была осуществлена С.А. Куренковым [2, 3, 5]. Впоследствии им же был произведен сравнительный анализ геодинамических условий базальтового магматизма в океанах и трапповых провинциях континентов, на основании чего он пришел к выводу о геодинамической конвергенции палеоспрединга [1, 4]. Автор разделяет взгляды данного исследователя в отношении внутриплитного магматизма и ниже приводит примеры континентально-спрединговых образований на архипелаге ЗФИ.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) приурочен к обособленному окраинно-шельфовому поднятию на севере Баренцево-Карской шельфовой плиты. Поднятие ЗФИ сформировалось в мезозое–кайнозое. Его складчатый фундамент представлен интенсивно дислоцированными породами зеленосланцевой фации метаморфизма. Время метаморфизма – 610 млн лет (Ar-Ar метод по серициту), что указывает на проявление на архипелаге байкальского тектогенеза. По геолого-геофизическим мате-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

риалам в фундаменте предполагается наличие кристаллических блоков более ранней стабилизации. В таком случае, байкальские комплексы выступают в роли аккреционных образований, осуществляющих консолидацию блоков более ранней стабилизации в единый кратон.

В пределах мегаплато ЗФИ выделяются три структурно-фациальные зоны (СФЗ), отличающиеся строением осадочного чехла и характером магматизма. Эти зоны начали проявляться с раннего палеозоя и окончательно оформились в предъюрское время. Северо-восточное простирание СФЗ соответствует простиранию основных тектонических структур. В поздней юре–раннем мелу на ЗФИ проявился деструктивный тектогенез, сопровождавшийся трапповым магматизмом. Разрывные нарушения группируются в две системы – северо-восточного и северо-западного простирания. Первая – более древняя, она связана с заложением основных структур поднятия ЗФИ. Вторая явилась результатом растяжения в позднеюрско-раннемеловое время, приведшего к образованию на архипелаге ареала траппового магматизма [6, 7]. В Александровской СФЗ на дневную поверхность выведены его наиболее глубинные фации, представленные штоками габброидов. Для Вильчековской СФЗ характерны рои параллельных даек. В юго-западной части архипелага все три СФЗ перекрыты плащом покровной фации толеитового вулканизма.

Линейно-упорядоченный магматизм Земли Франца-Иосифа фиксируется как единичными, так и сгруппированными в рои системами крутопадающих даек северо-западного простирания. Достоверных данных о наличии на архипелаге даек северо-восточного простирания нет [6, 8].

На островах Земля Георга, Земля Вильчека, Гукера, Брэди, Галля, Куна и некоторых других закартированы отдельно расположенные дайки. Они весьма немногочисленны, что идет вразрез с представлениями предшественников, использовавших, в основном, дистанционные методы исследований. Мощность таких даек, как правило, колеблется от 1.5–2 до 10–15 м. Сложены они обычно среднезернистым долеритом или стекловатым андезибазальтом. В дайках нередко наблюдается столбчатая отдельность типа поленницы. На островах Хейса и Грэм-Белл известны рои маломощных даек, представляющих собой субпараллельные системы из пяти–семи объектов такого рода. Протяженность даек достигает первых десятков километров при расстоянии между ними на порядок меньше.

Континентально-спрединговый комплекс скал Заварицкого (о-в Галля). В 2001 году автором была исследована протяженная (не менее 20 км) палеовулканическая зона северо-западного простирания в районе скал Заварицкого на южной оконечности о-ва Галля. Ее самая северо-западная часть представляет собой пакет из не менее, чем пяти сбли-

женных «параллельных» даек, внедрившихся в пирокластовую толщу, с небольшим вулканическим аппаратом центрального типа в районе схождения пучка субвертикальных пластинообразных интрузий. Между крутопадающими дайками наблюдаются скрины мощностью от 1 до нескольких метров, сложенные псаммитовыми туфами. Мощность даек – от нескольких десятков сантиметров до 1.5–2 м, причем наиболее низкие по своему гипсометрическому положению являются крутонаклонными (с небольшим перегибом как у лепестка), а дайки, располагающиеся выше и ближе к центральной оси зоны, залегают субвертикально. Это может говорить о релаксации напряжения после начала континентального спрединга (и первых внедрений магматического вещества) путем некоторого подъема и поворота краев раздвинутой системы блоков. Дайки сложены однообразным тонкозернистым долеритом массивной текстуры темно-серого, почти черного цвета, по химическому составу – субщелочным. Контакты с вмещающими среднезернистыми туфами закаленные. Экзоконтакты представляют собой уплотненную (в том числе за счет постмагматической карбонатизации) зонку обожженного пеплового материала мощностью в 1 см. Пакет «параллельных» даек как бы выступает из-под плаща «условно покровных» образований, включающих, вероятно, кроме эффузивных образований, пластовые интрузии.

Палеовулканологическую ситуацию можно представить следующим образом: при достаточно узком первоначальном раскрытии трещин в результате снятия давления вскипевшая магма продуцировала кластический туфогенный материал. По мере выравнивания Р-Т условий и в результате продолжающих импульсно проявляться растягивающих усилий (в виде клинораздвига), в пирокластовую толщу за небольшой промежуток времени был внедрен пакет сближенных «субпараллельных» даек основного состава, образовавших пучок. На каком-то этапе своего развития спрединговая система перестала функционировать, хотя подток магматического материала все еще осуществлялся. Его выход на дневную поверхность, по-видимому, реализовывался в виде вулканов центрального типа с широко проявленной покровной и сопутствующей ей жерловой фацией, в настоящее время представленной неками субщелочных долеритов, внедрявшихся по ослабленным зонам, которыми, вероятно, являлись места схождения «субпараллельных» даек в пучок. Юго-восточное окончание спрединговой зоны установлено на мысе Тегетгофф, где еще В.Д. Дибнером [7] в середине прошлого века была обнаружена дихотомирующая дайка долеритов.

Мультиплицированный интрузивный комплекс о-ва Хейса. На северном побережье о-ва Хейса в двух километрах юго-западнее о-ва Ферсмана автором в приустьевой части ручья обнаружено, что «хвосто-

вое окончание» (протяженностью 100 м) дайки Аметистовой сложено маломощным пакетом параллельных даек, состоящим из не менее чем десяти единичных внедрений магматического вещества мощностью от 0.5 до 1–1.5 м каждое [8]. Азимут падения пакета параллельных даек 220° , угол падения $75\text{--}80^\circ$, его суммарная мощность около 10 м. Пластины, слагающие пакет, представлены тонкозернистыми микроделеритами с очень незначительными колебаниями в химическом составе. Порфиновые включения плагиоклаза ориентированы удлиненной осью параллельно субвертикальным стенкам отдельных пластин. Иногда вдоль их крутых контактов (субпараллельно им) наблюдаются «струи» мелких пор. Реже такие «струи дегазации» располагаются в центральной части отдельно взятых внедрений (пластин) магматического расплава. В ряде случаев, в последних обнаруживается односторонняя закалка, однозначно свидетельствующая в пользу импульсно приложенных растягивающих усилий, приводящих к неоднократно подновлявшемуся раскрытию (расколу) ранее залеченной трещины и поступлению туда новой порции магматического расплава.

По направлению на юго-восток на протяжении 1.5 км количество отдельных делеритовых пластин быстро уменьшается до двух («дайка в дайке»), а затем, насколько можно судить по элювиальным развалам, следится одно единое магматическое тело мощностью, сопоставимой с суммарной мощностью мультиплицированного комплекса, встреченного в «хвостовой части» дайки. Исходя из вышеизложенного, представляется, что в данном случае мы так же, как и в районе скал Заварицкого, имеем дело с клинораздвигом. Однако здесь, наряду с растяжением, отчетливо фиксируется сдвиговая компонента (левосторонний сдвиг) тектонических напряжений. Это обнаруживается периодической сменой азимута простирания «дайки» со 150° на 130° , что приводит к коленообразным изгибам в плане («угловая» форма). Со стороны Австрийского пролива дайка Аметистовая, по-видимому, переходит в силл, образуя коленчатую систему и в вертикальной плоскости. Имеющиеся у автора данные позволяют предполагать наличие аналогичных мультиплицированному интрузивному комплексу о-ва Хейса континентально-спрединговых образований (также в виде маломощных пакетов параллельных даек) на о-ве Грэм-Белл.

Таким образом, хотя речь в отношении архипелага ЗФИ может идти лишь о диффузном характере спрединга, однако уже вполне линейно-упорядоченном («субпараллельном»), предвосхитившим его концентрацию в собственно центрально-осевой зоне типа СОХ. Континентальный спрединг Земли Франца-Иосифа явился отражением первой неудачной попытки раскрытия Евразийского бассейна, возникновению которого в

то время, вероятно, помешали располагавшиеся к северо-востоку от архипелага значительные континентальные массы (хребет Ломоносова?). Однако раскрытие вышеупомянутого бассейна, по-видимому, уже было предопределено, в том числе, проявившимися на архипелаге в позднеюрско-раннемеловое время деструктивными процессами, нашедшими отражение в линейно-упорядоченном магматизме Земли Франца-Иосифа.

Литература

1. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы Ред. М.Г.Леонов. М.: Наука, 2002. 461 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 542).
2. Куренков С.А. Сложные дайковые комплексы мезозойских траппов в бассейне р. Нижняя Тунгуска // Докл. РАН СССР, 1984. Т. 279, № 6. С. 1436–1440.
3. Куренков С.А. Рассеянный спрединг в мезозойской истории Сибирской платформы и Таймырской складчатой области // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 57–70.
4. Куренков С.А. Геодинамическая конвергенция палеоспрединга // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–19.
5. Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. № 5. С. 3–17.
6. Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцево-морской континентальной окраины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2005. 19 с.
7. Dibner V.D. (Ed.). Geology of Franz Josef Land // Meddelelser. NR. 146, Norsk Polarinstitut, Oslo, 1998. 190 p.
8. Evdokimov A.N., Stolbov N.M. Basic Rocks of Franz Josef Land: Chemical Character and Tectonic Setting // Proceedings International Conference on Arctic Margins – ICAM IV, Dartmouth (Nova Scotia, Canada), 2003. Anchorage, Alaska. 2006. P. 233–236.

Ю.Й. Сыстра¹

Тектоника зоны сочленения Русской плиты и Фенноскандинавского щита

Континентальная земная кора северо-западного края Русской плиты образовалась 1900–1800 млн лет назад в результате коллизии древнего архейского домена Балтики с материком Лаврентия. Столкновение двух материков проявилось одновременно в двух орогенных поясах, Свекофеннском и Гудзонском, разделенных сейчас Атлантическим океаном [6]. В это время к архейскому ядру Фенноскандинавского щита были

¹ Горный институт Таллиннского технического университета, Таллинн, Эстония

прижаты различные вулканические дуги, а мощность земной коры выросла местами до 65–80 км. Образовались Свекофеннские горы, которые были сравнимы с Гималаями. Свекофеннскому орогенезу последовал длительный этап общего воздымания, который продолжался с непродолжительными перерывами до эдиакарского времени, около 600 млн лет назад. За почти 1.0 млрд лет Свекофеннские горы были эродированы до основания и на поверхность были выведены их глубокие корневые части. Считается, что глубина эрозии достигла 15 км. Метаморфизованные до гранулитовой фации образования и крупные батолиты гранитов рапакиви были выведены на пенепленизированную дневную поверхность [5].

Формирование эдиакарско-палеозойского осадочного чехла началось во многих местах вокруг Фенноскандинавского щита почти одновременно около 600 млн лет тому назад. Распад суперконтинента Родиния начался около 800 млн лет назад, а в период 570–550 млн лет океан Япетус разделил Балтику и Лаврентию [3]. Вдоль южной и восточной окраин Фенноскандинавского щита породы эдиакары прослеживаются в виде вендского комплекса от о-ва Хийумаа на юго-западе до восточного побережья Белого моря с незначительными перерывами. На западе щита породы метаморфизованы несколько сильнее и прослеживаются в аллохтонном залегании под каледонским надвиговым покровом от фиорда Варангер на северо-востоке до юга Норвегии [11]. Поскольку Балтика находилась в это время в высоких широтах Южного полушария, то осадки представлены глинами, алевролитами и песчаниками. Они отлагались прямо на коре выветривания на кристаллических породах докембрийского основания. В зоне сочленения Русской плиты породы чехла неметаморфизованы, кембрийские и вендские глины даже сейчас пригодны для керамического производства. Мощность вендских образований увеличивается с юго-запада на северо-восток Эстонии от 0 до 120 м [9].

Кембрийская система (542–488 млн лет) северо-западной части Русской плиты представлена в нижней части глинами, алевролитами и песчаниками. О беспокойной обстановке осадконакопления свидетельствуют знаки ряби, косая слоистость, оползневые текстуры и т.д. На поверхностях слоистости часто встречаются трещины усыхания, а в разрезах устанавливаются длительные перерывы, что характеризует частое отступление моря и смыв части осадков. Мощность кембрийских отложений в Эстонии составляет в среднем 100 м, увеличиваясь на о-ве Сааремаа до 140 м и уменьшаясь на юго-востоке до 50 м. Ранний кембрий покрывает всю территорию, средний – южную часть, а поздний встречается на юго-востоке Эстонии и в виде полосы вдоль северного побережья [9].

В течение всего фанерозоя земная кора Фенноскандинавского щита имела общую тенденцию к поднятию, в результате чего первоначально горизонтальные слои осадочного чехла приобрели слабый наклон на юг, в среднем 3 м/км. Из-за этого граница песчаников кембрия с докембрийскими гранитами рапакиви в скважине острова Рухну в Рижском заливе находится на глубине 784.2 м [4]. Временная регрессия моря в среднем кембрии была связана с наиболее ранней, финмаркенской фазой каледонского орогенеза, которая происходила 520–500 млн лет тому назад. Край континента Балтика столкнулся тогда с вулканической дугой над зоной субдукции [3]. Песчаники с кембрийской фауной заполняют некоторые открытые трещины в докембрийских породах в юго-западной материковой части Финляндии и на Аландских островах. Морские отложения, аналогичные кембрийским и ордовикским породам в Эстонии и Швеции, известны на дне Ботнического залива Балтийского моря севернее Аландских островов и в ряде метеоритных кратеров [7]. Это дало основание многим исследователям предполагать, что кембрийское море покрывало значительную часть Фенноскандинавского щита в южной части Финляндии и к концу ордовика мощность раннепалеозойского осадочного чехла могла достигать 200–500 м.

На границе кембрия и ордовика, около 490 млн лет назад, океан Япетус достиг своей максимальной ширины. Эту границу иногда отмечают глыбовые конгломераты из нижележащего песчаника. В раннеордовикское время, 480–475 млн лет назад, происходила трондхеймская фаза деформаций и метаморфизма. После этого Балтика стала вращаться против часовой стрелки и отделилась от Сибири [10]. Отличительной чертой раннего ордовика является резкая смена состава осадков. На нижних песчаниках залегают керогенные аргиллиты, обогащенные V, U, Mo, F, P и другими элементами. Они сменяются выше серыми глинами, затем глауконитовыми песчаниками, в верхней части – известковыми глауконитовыми песчаниками. По кровле последних проводится граница между нижним и средним ордовиком, что соответствует времени 471.3 ± 1.6 млн лет. Общая мощность раннеордовикских отложений составляет немногим больше 10 м. Медленное движение к северу привело Балтику в теплый климат, где терригенные осадки сменились карбонатными, которые сейчас отнесены к среднему ордовика [9].

В первой половине среднего ордовика, 470–465 млн лет назад, в центральной Норвегии проявились деформации, которые отнесены к таконской фазе каледонского орогенеза. В юго-западной Норвегии к этой фазе относят аккрецию офиолитовых и дуговых комплексов к континентальному краю [10]. Прямого влияния на образование осадков в северо-западной части Русской плиты эти деформации не оказывали, только

море стало постепенно глубже, отложение карбонатных осадков продолжалось, а примесь глины увеличилась. Лучшим качеством обладает природный строительный камень вясского горизонта среднего ордовика, из него выстроена вся центральная часть старого Таллинна. В позднем ордовике, 460–443 млн лет назад, скорость осадконакопления заметно увеличилась, в результате чего мощность карбонатных осадков этого времени намного больше, чем всей остальной части ордовика. Увеличение скорости осадконакопления характерно для теплых морей. Это, вероятно, стало причиной накопления на северо-востоке Эстонии и в Ленинградской области промышленных запасов горючих сланцев – кукерситов в самом начале позднего ордовика. Вскоре, около 455 млн лет назад, на о-в Хийумаа упал крупный метеорит, который пробил толщу воды в 20 м и образовал кратер диаметром 4 км и глубиной 540 м. Кратер заполнен в нижней части брекчиями взрыва и в верхней части осадками ордовика. В близких к Балтике районах в это время началась интенсивная вулканическая деятельность. В конце ордовика Балтика соединилась с микроконтинентом Авалония [8]. В позднем ордовике происходило Сахарское оледенение, в результате чего уровень Мирового океана понизился на 50–100 м. Уменьшение глубины дало солнцу возможность хорошо прогреть всю толщу воды, что вызвало образование многочисленных рифов [7].

В силурийский период в северо-западной части Русской плиты происходила постепенная регрессия Палеобалтийского моря на юго-запад. Связано это с тем, что в Мировом океане началось соединение разбросанных континентальных масс в единый суперконтинент. В течение силура и начала девона континенты Балтика и Лаврентия соединились полностью и на месте шва образовались высокие Каледонские горы. Это происходило в скандскую фазу, которая в отличие от всех остальных охватила весь орогенный пояс [1, 10]. Фаза включила в себя косую коллизию островных дуг, а после этого – выступающих континентальных частей и блоков. Проведенные изотопные исследования показали, что субдукция гнейсов на 125 км и их эксгумация были очень быстрыми процессами и в каждом отдельно взятом участке продолжались не более 10 млн лет. Максимумом деформаций считается время около 407 млн лет назад [10]. Со скандскими деформациями связаны многочисленные протяженные складчато-разрывные нарушения в породах нижнего кембрия, ордовика и, вероятно, нижнего силура Русской плиты. Они более детально изучены в шахтах и карьерах горючих сланцев Эстонии [2].

Вначале силурийское море скорее всего доходило до северного побережья Эстонии, а сейчас его отложения не доходят до этой черты более 50 км. В течение силура море постепенно отступило на юго-запад, их

самые молодые горизонты встречаются только на самом южном мысе о-ва Сааремаа. Каледонские деформации закончились солундской фазой в период 405–395 млн лет, когда режим общего сжатия сменился растяжением и в межгорных грабенах в Норвегии на надвигах образовался новый девонский автохтон [10]. Полная коллизия на краю Русской плиты отразилась перерывом в осадконакоплении продолжительностью около 20 млн лет, в течение которого были эродированы значительные части силурийского и ордовикского разрезов. Среднедевонские песчаники с прослоями доломитов и мергелей ложатся на разные уровни более древних пород чехла со структурным и угловым несогласием. Известняки и доломиты верхнего девона завершают разрез девона, общая мощность которого превышает 250 м. В средне- и верхнедевонских породах также встречаются открытые складки, зоны трещиноватости, разломы со смещениями и другие следы деформаций, возраст которых и связь с определенными тектоническими этапами в соседних областях требуют дальнейшего изучения.

Литература

1. *Сыстра Ю.Й.* // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: в 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С.277–280. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ; Т. 2).
2. *Сыстра Ю.Й.* // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: в 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 311–316 (Материалы XLI Тектонич. совещ; Т. 2).
3. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* // Earth Sci. Rev. 2005. Vol. 72. P. 39–66.
4. Estonian Geological sections. Bul. 5: Ruhnu (500) drill core / Põldvere A. (ed.). Tallinn: Geological Survey of Estonia. 2003. 76 p.
5. *Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T.* (eds.). Precambrian Geology of Finland. Elsevier. 2005. 736 p.
6. *Mertanen S., Pesonen, L.J.* Drift history of the shield // M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö (eds.). Precambrian Geology of Finland. Elsevier. 2005. P. 645–668.
7. *Nestor H., Soesoo A. et al.* The Ordovician in Estonia and southern Finland. Tallinn: Baltoscandia. 2007. 28 p.
8. *Pedersen R.B., Furnes H.* // J. Geodyn. 1991. Vol. 13. P. 183–203.
9. *Raukas A., Teedumäe, A.* (eds.). Geology and Mineral Resources of Estonia. Tallinn: Estonian Academy Publishers. 1997. 436 p.
10. *Roberts D.* // Tectoniophysics. 2003. Vol. 365. P. 283–299.
11. *Sigmond, Ellen M.O.* Geological Map Land and Sea Areas of Northern Europe. Scale 1:4 million. Geological Survey of Norway, 2002.

Коллизионная эволюция Пальникшорского террейна (Полярный Урал)

Сутурная зона (Главный Уральский разлом) в составе Уральского орогена протягивается вдоль западного края этого коллизионного пояса, отделяя внешнюю покровно-надвиговую зону палеоконтинентальных формаций Восточно-Европейской плиты от палеоокеанических комплексов Урала [8]. В южной части Полярного Урала вдоль Главного Уральского разлома (ГУР) простирается Войкаро-Сыньинский офиолитовый аллохтон. Породы аллохтона в западном направлении надвинуты на метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования спорного возраста, а те, в свою очередь, на породы Лемвинской системы покровов. До сих пор строение и эволюция зоны западного контакта офиолитового аллохтона не имеют однозначной интерпретации.

А.А. Савельев и Г.Н. Савельева в строении Войкаро-Сыньинского аллохтона выделили несколько покровов, в нижний из которых, Хулгинский, они включили метаморфизованную терригенно-вулканогенную толщу с пропластками плагиомигматитов и сменяющую их к востоку толщу апогаббровых метаморфитов массива Хордьюс [6, 7]. В.И. Ленных западнее апогаббровых метаморфитов массива Хордьюс описал полосу среднетемпературных бластомилонитов (гранатовых и эпидотовых амфиболитов) с прослоями плагиогнейсов по тем же габброидам [1, 4]. В.Н. Пучков объединил метаморфизованные терригенно-вулканогенные породы в лагортинский комплекс, протягивающийся западнее офиолитовых массивов Полярного Урала, проводя ГУР по подошве этого комплекса [6]. А.А.Ефимов и Т.Н. Потопова вычленили из лагортинского комплекса полосу кристаллических сланцев, образованную, по мнению этих авторов, по бимодальной базальт-риолитовой серии и имеющую с метагабброидами массива Хордьюс «припаянный» древний тектонический контакт. Метаморфизм, по их мнению, накладывался на обе эти толщи после их скрепления, а главной поверхностью Уральского разлома они поэтому считают основание припаянной метавулканитовой толщи [2, 3].

По нашим представлениям, Главный Уральский разлом (ГУР) на Полярном Урале от бассейна р. Хойла на севере до бассейна р. Пага на юге представляет собой сложно построенную зону, которая размещена между

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии (ИГ) Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

двумя толщами – неравномерно метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами пальникшорской толщи (Пальникшорский террейн) с запада и в различной степени метаморфизованными базит-гипербазитовыми породами плутонического комплекса, образующими массив Хордьюс (хордьюсский комплекс) с востока. В строении зоны принимают участие как блоки пальникшорской толщи, так и крупные (100×300 м) блоки пород хордьюсского массива. Строение зоны ГУР весьма разнообразно: в одних случаях распространен мощный тектонический серпентинитовый меланж, а в других расположена полоса высокометаморфизованных глубинных пород. На исследуемой территории в подошве ГУР прослеживается полоса интенсивного катаклаза и милонитизации [9, 10].

Пальникшорский террейн (пластина) сложен, в основном, метаморфизованными в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации вулканитами и вулканогенно-осадочными породами бимодальной ассоциации. Внутреннее строение пластины характеризуется складчатым строением с северо-западной вергентностью вдоль ГУР и юго-восточной – на удалении от него, крутым падением осевых поверхностей (50–70°) и опрокинутым залеганием. В отдельных случаях в обнажениях удается наблюдать замки мелких (5–20 см) открытых складок, характеризующихся пологими (8–20°) шарнирами, погружающимися к югу и северу, в меньшей степени к западу. Это может указывать на то, что вся пластина представляет собой пакет разномасштабных складок, осложненных многочисленными мелкоамплитудными взбросо-надвигами, т.е. имеет взбросовое складчато-чешуйчатое строение [10]. Западная граница пластины проходит по Пальникшорскому надвигу. Структурный рисунок Пальникшорского террейна, как было показано нами ранее, отличается от такового в породах массива Хордьюс [9, 10], следовательно границу между ними нельзя считать «припаянной», т.е. фиксирующей дометаморфическую стадию преобразования этих комплексов, как предполагалось ранее [2].

Внутри террейна выделяются два типа деформаций: пластические и хрупкие, которые развивались на всем протяжении коллизии и были связаны с определенными ее этапами. Метаморфические ассоциации минералов в породах пальникшорской пластины связаны со стадиями деформаций и маркируют интенсивность их проявления.

В строении террейна принимают участие клиноцоизитовые амфиболиты и клиноцоизит-хлорит-амфибол-кварцевые кристаллосланцы, их метаморфический парагенезис сформирован на раннем коллизионном этапе – надвигообразовании; гранат-амфиболовые кристаллосланцы, гранат-альбит-кварц-хлорит-амфиболовые и гранат-эпидот-амфибол-альбит-кварцевые кристаллосланцы, их метаморфический парагенезис

связан с прогрессивными деформациями террейна на позднем коллизионном этапе. В восточной части пластины вблизи контактов с ГУР среди амфиболовых кристаллосланцев развиты анатектические мелкие тела (кулисообразно расположенные линзы, жилы и тонкие, конкордантные вмещающей толще прослойки) плагиогранитов.

Ранний метаморфический парагенезис представлен ассоциацией клиноцоизит + амфибол (барроазит) + альбит + кварц + рутил, также наложенные актинолит + хлорит. *Амфибол* однообразен во всех безгранатовых амфиболовых кристаллосланцах. По составу это барроазит с варьирующей концентрацией натрия (2.83–3.09 масс.% NaO), алюминия (11.08–13.49 мас.% Al₂O₃) и повышенной магнезиальностью ($X_{Mg}=79–82$), его каемки изменяют состав до магнезиогорнблендита, в котором содержание алюминия меняется от 9.11 до 13.82 мас.% Al₂O₃, а магнезиальность (X_{Mg}) от 71 до 74.

Клиноцоизит присутствует во всех разновидностях пород. Образует скопления мелких зерен, равномерно распределенные в основной массе. Клиноцоизит содержит некоторое количество эпидотового минала, количество которого обычно варьирует (16–22%) и лишь на краях заметно уменьшается (до 12–18%).

Поздний метаморфический парагенезис выражен ассоциацией гранат + амфибол (барроазит и ферробарроазит) + клиноцоизит + альбит + кварц + наложенный хлорит. Гранат в различных по составу породах толщи обнаруживает вариации состава. В основных породах (гранатовых амфиболитах) он сложен гроссуляр-спессартин-альмандином (Alm_{35–38}Sps_{29–30}Grs_{20–24}) с каймой спессартин-гроссуляр-альмандина (Alm_{56–60}Grs_{21–25}Sps_{8–10}), наблюдается отчетливое обогащение минерала магнием и железом от центра к краю и резкое обеднение марганцевым компонентом по краям зерен. Гранат-эпидот-амфибол-альбит-кварцевые кристаллосланцы содержат гроссуляр-спессартин-альмандиновый гранат (Alm₃₁Sps₃₁Grs₂₇) с гроссуляр-альмандиновой каймой (Alm₆₉Grs₂₄Sps₁), для наиболее кислых разновидностей кристаллосланцев характерен наименее марганцевый спессартин-гроссуляр-альмандиновый гранат (Alm_{45–52}Grs_{25–26}Sps_{14–19}) с тонкой до 0.1 мм каймой гроссуляр-альмандина (Alm₆₆Grs_{24–25}Sps_{1–2}). В целом, для большинства проанализированных зерен характерно постепенное уменьшение концентрации марганца от центра к краю зерен и резкое уменьшение на самом краю. Известно, что в гранате с увеличением температуры и давления от центра к краю кристалла уменьшается содержание Mn и возрастает Mg, такую зональность интерпретируют как прогрессивную. Следовательно, в основном, гранаты из метаморфитов пальникшорской толщи показывают прогрессивную зональность.

Таким образом, можно говорить о нескольких этапах метаморфических преобразований первичной вулканогенно-обломочной толщи. Первый (ранний) этап связан с региональными надвиговыми деформациями на ранней коллизионной стадии формирования структуры Урала, вследствие которых в толще образовалась синметаморфическая полосчатость, фиксируемая по линейной ориентировке амфибола, клиноцоизита, кварца и альбита и сохранившаяся затем при последующих преобразованиях. Результаты термобарометрии по составам минералов фиксируют максимальные давления в подошве ГУР. Для клиноцоизит-хлорит-амфибол-кварцевых кристаллосланцев и клиноцоизитовых амфиболитов пределы по температуре и давлению, полученные по составу барроизита варьируют от 7.2 кбар и 512°C в зоне, граничащей с ГУР до 4.4 кбар и 512°C на удалении от ГУР.

Второй этап преобразований, во время которого происходили образование граната и частичная перекристаллизация раннего амфибола, связан, на наш взгляд, с прогрессивной деформацией террейна на поздней коллизионной стадии, выраженной во внутреннем вращении ранее сформировавшейся синметаморфической полосчатости. На это указывает сигмоидальный рисунок пойкилитовых протогенетических включений в гранате. Формирование позднего метаморфического парагенезиса, как показывают термобарометрические расчеты, осуществлялось при более повышенном давлении (7.1–9.1 кбар), но более низкой температуре (413–504°C).

Третий этап маркируется хлорит-актинолитовой ассоциацией, наложенной на предыдущие метаморфические парагенезисы. Он фиксирует регрессивную стадию преобразования пальникшорской толщи при выведении ее в более высокие горизонты земной коры.

Литература

1. Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 202 с.
2. Ефимов А.А., Потапова Т.А. Тектоника нижней (метабазитовой) структурной единицы войкарского офиолитового аллохтона на Полярном Урале // Геотектоника. 1990. №5. С. 45–54.
3. Ефимов А.А., Рябкова Н.И. О природе Западной габбро-амфиболитовой зоны Войкаро-Сыньинского массива // Метаморфические горные породы в офиолитовых комплексах Урала: Свердловск, 1979. С. 32–51. (Тр. Ильмен. гос. заповедника; № 26).
4. Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпийских офиолитовых массивов Урала // Геотектоника. 1978. №4. С. 3–32.
5. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск, 1977. 221 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР: № 368).

6. Пучков В.Н. К стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 5–12. (Тр. Ин-та геологии и геохимии. № 135).

7. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. №6. С. 46–60.

8. Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохоны Приполярного и Полярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.

9. Сычев С.Н. Соотношение хрупких и пластических деформаций зоны сочленения пальникшорской толщи и массива Хордьюс // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 160–163 (Материалы XV Геол. съезда Республики Коми. Т. 2).

10. Сычев С.Н., Куликова К.В. Зона западного контакта массива Хордьюс // Материалы I Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти академика А.П. Карпинского, 24–27 февраля 2009 г. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 82–85.

С.Н. Сычев¹, К.В. Куликова²

Структурно-тектоническая позиция массива Хордьюс (Полярный Урал)

Тектонический характер зоны ГУР на Полярном Урале в общем определяется сочленением двух крупных единиц – Лемвинского аллохтона на северо-западе и Войкаро-Сыньинского аллохтона на юго-востоке [2, 3, 5]. Между ними в одних случаях распространен мощный тектонический серпентинитовый меланж, а в других расположены полоса высокометаморфизованных глубинных пород и зона гранат-актинолит-эпидотовых сланцев с прослоями полосчатых яшмоидов, объединяемых согласно последним тектоническим схемам в единый комплекс тектонитов [1].

Нами метаморфиты фронтальной части ГУР выделяются в составе Пальникшорского террейна. Между эти террейном и нижней структурной единицей Войкаро-Сыньинского аллохтона (Западно-Кэршорская пластина) от р. Хойла на севере до р. Пага на юге Полярного Урала расположен массив Хордьюс (рис. 1). Вдоль западного контакта массива развит тектонический меланж, где в милонитовом матриксе присутствуют блоки пород как Пальникшорского террейна, так и массива Хордьюс. Вдоль восточного края массива интенсивно развиты метаморфические ассоциации.

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии (ИГ) Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

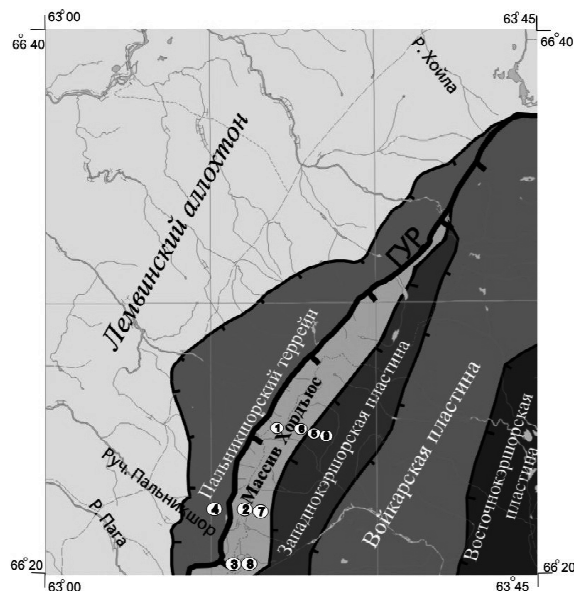


Рис. 1. Тектоническая схема района массива Хордьюс и его обрамления
Цифры в кружках обозначают номера азимутальных проекций.

Как было показано [4], структурные парагенезисы Пальникшорского террейна и хордьюсского массива были сформированы на разных этапах деформации, и лишь впоследствии были совмещены тектонически, при этом сохраняя элементы сдвиго-надвигового строения. Характер же структурных взаимоотношений массива Хордьюс и Западно-Кэршорской пластины пока недостаточно изучен.

Наибольший объем массива Хордьюс составляют в различной степени метаморфизованные габброиды, а также клиноцоизитовые амфиболиты и гранат-клиноцоизит-амфиболовые кристаллосланцы с линейно-полосчатой текстурой двух направлений. Одно наблюдается в метаморфизованных габброидах, имеет поперечное общей вытянутости массива ССЗ простирание полосчатости с субвертикальным, в меньшей степени под углами $60\text{--}70^\circ$, падением; именно в этих породах в отдельных обнажениях удается наблюдать замки мелких (5–20 см) открытых складок, характеризующихся в большинстве случаев субвертикальными, иногда более пологими ($30\text{--}50^\circ$) шарнирами различной ориентировки. Второе направление определяется полосчатостью СВ простирания с юго-восточным падением под углами $50\text{--}65^\circ$ в клиноцоизитовых амфиболитах и

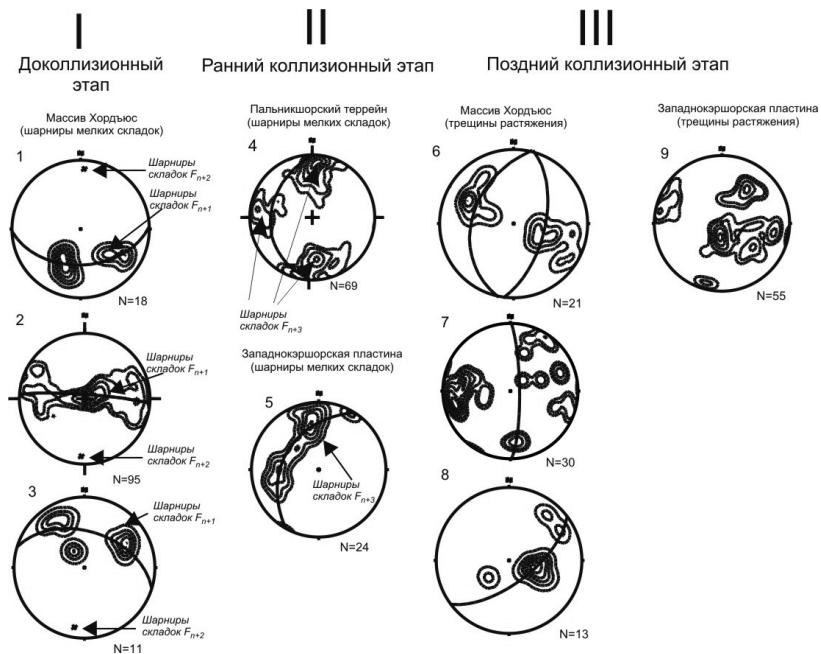


Рис. 2. Азимутальные проекции шарниров мелкой складчатости и трещин растяжения, а также дуги больших кругов (нижняя полусфера) Расположение площадок структурных измерений, соответствующих номерам проекций, показано на рис. 1.

гранат-клиноцоизит-амфиболовых кристаллосланцах, мелкой складчатости в этих породах не наблюдается.

Как в породах массива Хордьюс, так и в сопряженных с ним породах Пальникшорской и Западнокаршорской пластин выделяется два типа деформаций – ранние пластические, представленные мелкой складчатостью, и более поздние хрупкие, которые фиксируются по трещинам растяжения (рис. 2).

Наиболее ранние деформации развиты в породах массива Хордьюс, где имеется следующий рисунок пластических деформаций. Ранние шарниры b_{n+1} мелкой складчатости F_{n+1} преимущественно субвертикальны (см. рис. 2, аз.пр. 1, 2, 3), что типично для складок сформированных в результате сдвиговых смещений вдоль линейно вытянутых базит-гипербазитовых тел, остальные имеют различные углы погружения, что выражается в их веерообразном размещении по дуге большого круга на азимутальной проекции (см. рис. 2, аз.пр. 1, 2, 3). Распределение по дуге большого круга произошло после сдвиговых перемещений в результате

надвигообразования, но еще на доколлизийной стадии эволюции пород массива Хордьюс. Образовавшиеся при этом наложенные складки F_{n+2} имеют полого погружающиеся на север или юг шарниры, субгоризонтальные и параллельные друг другу (см. рис. 2, аз.пр. 1, 2, 3).

Более поздний этап пластических деформаций представлен в породах Пальникшорского террейна и Западно-Кэршорской пластины. Мелкие складки F_{n+3} в этих породах характеризуются пологими ($8-20^\circ$) шарнирами, погружающимися к югу и северу, в меньшей степени к западу (см. рис. 2, аз.пр. 4, 5). Такую ориентировку шарниров можно объяснить моделью Хансена, показывающей перемещение масс вещества при общем надвигообразовании с формированием принадвиговой складки [6]. При этом происходило изгибание всей толщи при надвигообразовании с последующим пережимом в центральной части. Именно эти пластические деформации представляют ранний коллизийный этап формирования структуры Урала.

Хрупкие деформации наблюдаются во всех трех тектонических единицах. В породах Пальникшорского террейна и породах массива Хордьюс это трещины растяжения типа «х» joints (см. рис. 2, аз.пр. 6, 7, 8), а в метаморфитах кэршорского комплекса – трещины растяжения типа «+» joints [7] (см. рис. 2, аз.пр. 9). По нашему мнению формирование трещин растяжения происходило на позднем коллизийном этапе после снятия сжимающих напряжений.

Таким образом, установлено, что структурный рисунок в породах Пальникшорского террейна и Западно-Кэршорской пластины фиксирует ранний коллизийный этап формирования Уральского орогена, когда при региональном надвигообразовании произошло тектоническое совмещение этих толщ. Выжимание массива Хордьюс с уже сформированным собственным структурным рисунком произошло позднее, о его встраивании в общую уральскую структуру свидетельствуют милониты вдоль западной границы массива, а также интенсивный метаморфизм и согласно с общей тектонической структурой района полосчатость вдоль его восточной границы. Хрупкие деформации являлись завершающими и были наложены на все комплексы орогена на поздней коллизийной стадии его эволюции.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, (в издании).
2. Иванов С.Н., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Тектоника Урала // Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых. Тез. докл. М., 1977. С. 23–25.

3. *Перфильев А.С.* Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 221 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 182).

4. *Сычев С.Н.* Соотношение хрупких и пластических деформаций зоны сочленения пальникшорской толщи и массива Хордьюс // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 160–163. (Материалы XV Геол. съезда Республики Коми; Т. 2).

5. Тектоническая карта Урала. М-б 1:1000 000 / Ред. А.В. Пейве, С.Н. Иванов, А.С. Перфильев, В.М. Нечеухин. 1976.

6. *Marshak S., Mitra G.* Basic methods of structural geology. NJ.: Prentice Hall, 1988. 446 p.

7. *Van der Pluijm B.A., Marshak S.* Earth Structure – An Introduction to Structural Geology and Tectonics. WCB-McGraw-Hill, 1997. 495p.

Т.Ю. Тверитинова¹

О фрактально-волновой структуре горных массивов

Волнообразное чередование геологических и тектонических структур, циклический характер геологических и тектонических процессов – отражение волновой геодинамики литосферы, волнового характера процесса ее деформирования в условиях изменяющегося по волновому закону напряженного состояния, чередования событий сжатия и растяжения. События сжатия и растяжения, приводящие к формированию парагенезов структур различного кинематического типа, характеризуются различной длительностью, отражая многопорядковую геодинамику Земли. При этом формируются самоподобные структуры разных порядков, т.е. имеющие фрактальный характер. Все это позволяет говорить о фрактально-волновой структуре Земли и литосферы.

Фрактально-волновую природу геодинамических процессов можно проследить по изменению характера дизъюнктивных структур (трещин, разрывов, зон концентрации деформаций) в приповерхностной зоне горных областей, в чем автор убедился, много лет изучая распределение малых дизъюнктивов различного кинематического типа в разновозрастных комплексах Большого Кавказа.

Многолетние работы Кавказской структурной группы МГУ по изучению закономерностей распределения трещиноватости в разновозрастных структурно-вещественных комплексах Большого Кавказа по методам Л.М. Расцветаева [3], О.И. Гущенко [1; 2 и др.] и других авторов

¹ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

привели к выводам, что трещиноватость горных массивов отражает в первую очередь новейшее, позднеальпийское, поле напряжений. Тем не менее, в трещиноватости в виде характерных структурных направлений выражены и исходные структурные неоднородности. Кроме того, немаловажным структурным фактором при формировании трещиноватости является современный рельеф.

Фрактальный характер структуры горных массивов выражен в их делении на блоки разных размеров системами разномасштабных дизъюнктивных структур [5]. На любом масштабном уровне горные массивы и более крупные геологические объемы обладают дискретной структурой, выраженной в наличии систем самоподобных разномасштабных ослабленных зон – от микротрещин до региональных и глобальных зон концентрации деформаций, объединяющихся в сходные структурные парагенезы.

Волновой характер деформационных процессов и формирующихся при этом структур отражен в закономерно изменяющихся сочетаниях дизъюнктивов разного кинематического типа – определенных структурных парагенезах, отражающих последовательно меняющиеся в пространстве и времени обстановки сжатия и растяжения [4].

Изменение парагенезов трещиноватости в пространстве. Нами наблюдались два основных соотношения распределения трещинных структур на возвышенных и пониженных участках рельефа:

1. Преобладание структур растяжения на возвышенных участках (верхние части склонов и водоразделы) и увеличение содержания структур сжатия в нижних частях долин.

2. Преобладание структур растяжения в верхних и нижних частях склонов при широком развитии структур сжатия и сдвига в их средней части.

3. Реже встречаются случаи, когда и на возвышенных, и на пониженных участках широко развиты структуры сжатия и сдвига.

Первый случай отвечает условиям гравитационного развала возвышенных участков и тектоногравитационному сползанию горных масс со склонов поднятий. При этом формирование положительных структур рельефа в условиях горно-складчатой системы Большого Кавказа конечно же связано с обстановкой тангенциального латерального сжатия.

Второй случай отражает, видимо, более широко проявленные обстановки тангенциального растяжения, при которых отрицательные формы рельефа представляют собой структуры растяжения, а разделяющие их положительные формы помимо того испытывают еще и дополнительное гравитационное разваливание.

Третий случай отражает условия преобладающего латерального сжатия и сдвига, а также, видимо, еще не успевших проявиться условий растяжения на растущих поднятиях.

Изменение парагенезов во времени. Повсеместно среди изученных структур разрушения фиксируется несколько парагенезов трещинных нарушений, которые можно выстроить в последовательный ряд. Наиболее молодыми структурами вероятно являются отрывы без заполнения (экзогенные трещины), ориентированные продольно и поперечно к элементам рельефа (современное поле напряжений). Им предшествуют тектонические трещины различных кинематических типов, закономерно связанные с элементами локальной структуры (складки, разрывы и т.д.). Еще более ранними являются первичные трещины, закономерно связанные с детальной структурой (слоистость в осадочных породах, сланцеватость метаморфических массивов, прототектонические трещины магматических тел). Среди тектонических трещин в ряде случаев можно выделить трещины двух и более генераций и проследить динамику формирования локальной структуры (например, опрокидывание крыла складки).

Изучение региональных структур показывает закономерное и последовательное изменение структурных парагенезов и тектодинамических обстановок сжатия, растяжения и сдвига, отражающих волновой характер распределения процессов деформации литосферы в пространстве и времени.

Таким образом, горные массивы, представляя собой характерный пример фрактальных объектов по своей блоково-дизъюнктивной структуре, обладают и «волновой структурой» по закономерному распределению в литосфере деформационных парагенезов, отвечающих волновому процессу развития деформации, т.е. их можно характеризовать как объекты с фрактально-волновой структурой.

Литература

1. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
2. *Гущенко О.И.* Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики – М.: Наука, 1999. С.108–125. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
3. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. 1987. С. 173–235.
4. *Тверитинова Т.Ю.* О фрактально-волновой природе геологической среды // <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1178466&uri=tveretinova.html>
5. *Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н.* Разрывные нарушения как фрактальные динамические системы // Синергетика геосистем. М., 2007. С. 110–115.

**Уйско-Новооренбургская шовная зона Южного Урала
(структура границы палеоостровной дуги
и микроконтинента)**

Уйско-Новооренбургская шовная зона разделяет две крупнейшие мегазоны Южного Урала: Магнитогорскую и Восточно-Уральскую. Согласно общепринятым представлениям, первой приписывают островодужное происхождение, а вторую считают палеомикроконтинентом [2 и мн. др.]. Зона имеет сложное покровно-складчатое строение, обусловленное ее положением между двумя жесткими мегаблоками. Она протягивается по меньшей мере на 300 км от Миасского синтаксиса на севере до широты пос. Красноярский на юге. Ширина зоны составляет 10–15 км и колеблется от первых километров в пережимах до 18 км в раздувах (рисунок). Западной границей шовной зоны является Брайловский сдвиг, местами распадающийся на серию более мелких разрывов. Падение его восточное 50–70°, а сопряженных сдвигов – западное. Восточная граница шовной зоны фиксируется по серии разрывов различной кинематики, которые часто содержат крупные линейные тела серпентинитов. Южнее пос. Кацбахский эти разрывы имеют существенную надвиговую компоненту западного падения. Сдвиговый характер граничных разломов выявляется по вертикальным зеркалам скольжения с горизонтальной штриховкой и мелким складкам с вертикальными шарнирами. В южной части зоны линейность полого погружается на юг.

В строении Уйско-Новооренбургской шовной зоны участвуют вертикально стоящие и пологие тектонические пластины, сложенные различными формациями ее ближайшего окружения, а также характерными исключительно для нее [4]. По всей длине зона насыщена мелкими линейными телами серпентинитов, которые иногда сливаются в относительно крупные массивы. По простиранию шовную зону можно разделить на ряд сегментов с различным стилем строения и разным набором слагающих их комплексов.

Уйский сегмент зажат между Алтынташским и Петропавловским разломами. На юг он постепенно сужается, слагая лишь восточную часть зоны, и выклинивается чуть южнее пос. Сухтелинский. Уйский сегмент состоит из многочисленных мелких надвиговых пластин, в которых чередуются вулканогенно-осадочные породы нижнего карбона и

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

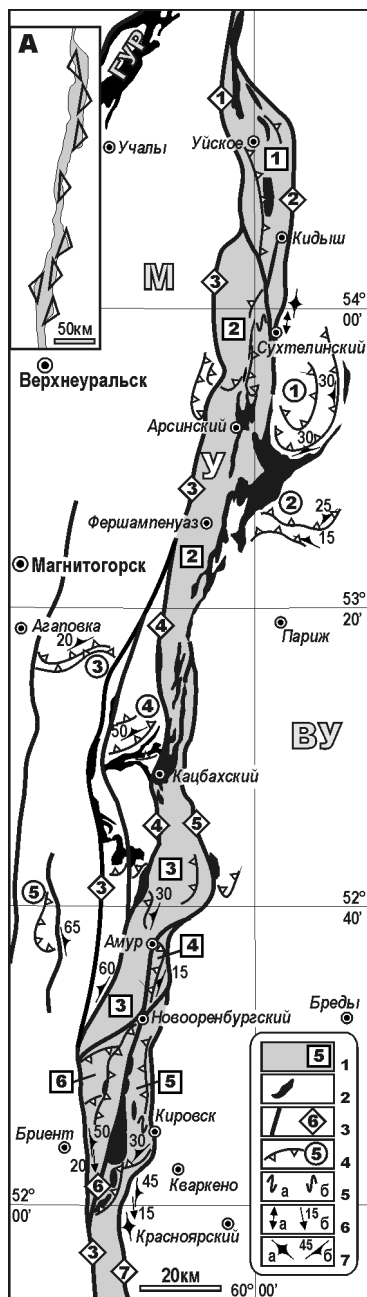


Рисунок. Схема строения Уйско-Новоуральской шовной зоны
 1 – Уйско-Новоуральская зона (в квадратах – номера сегментов); 2 – массивы серпентинитов; 3 – разрывы (в ромбах – их номера); 4 – надвиги (в кружках – номера крупных надвиговых пакетов), 5 – присдвиговые складки: а – Z-образные, правосторонние, б – S-образные, левосторонние; 6 – элементы залегания линейности: а – горизонтальной, б – наклонной; 7 – элементы залегания плоскопараллельных структур а – вертикальных, б – наклонных. Буквами на карте обозначены: ГУР – Главный Уральский разлом, М – Магнитогорская мегазона, У – Уйско-Новоуральская шовная зона, ВУ – Восточно-Уральская мегазона. Сегменты шовной зоны: 1 – Уйский, 2 – Арсинский, 3 – Кацбахский, 4 – Амурский, 5 – Кировский, 6 – Сатубалбинский. Разломы: 1 – Алтынташский, 2 – Петропавловский, 3 – Браиловский, 4 – Кацбахский, 5 – Александровский, 6 – Западно-Кировский, 7 – Калининский. Внешние аллохтоны, сопряженные со сдвиговой зоной: 1 – Сухтелинский, 2 – Астафьевский, 3 – Агаповский, 4 – Кацбахский, 5 – Ждановский. На врезке А показаны направления вергентности в разных участках шовной зоны

вулканиты среднего–верхнего девона (по А.В. Жданову и др., 2003 г.). По разделяющим покровы надвигам развиваются бластомилониты. Мелкие складки, иногда – опрокинутые, имеют западную вергентность. Особенностью Уйского сегмента шовной зоны является существенный динамометаморфизм пород.

Арсинский сегмент представляет собой центральный отрезок шовной зоны: на севере он начинается примерно от широты пос. Кидыш и протягивается на юг почти на 200 км до пос. Кацбахский. Восточная граница сегмента почти повсеместно проходит по протяженным блокам серпентинитов. В строении Арсинского сегмента преобладают девонские вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы, слагающие крутые линейные складки с углами падения на крыльях до 60–80°. В целом, эти комплексы близки по составу к островодужным вулканическим комплексам Магнитогорской мегазоны однако в них имеются и серьезные отличия. Так позднефранский абсарокит-шошонитовый комплекс шовной зоны отличается от своих стратиграфических аналогов Магнитогорской мегазоны, повышенной щелочностью вообще и калиевостью в частности. Он слагает линейную синклираль меридионального простирания, расчлененную серией продольных и косых сдвигов и осложненную мелкими складками. Породы в Арсинском сегменте тектонизированы неравномерно, хотя в них повсеместно развит кливаж, круто падающий на запад. В тектонических пластинах породы тектонизированы: встречаются линейные участки интенсивного расланцевания, бластомилониты, часто наблюдается будинаж. Надвиги фиксируются редко, в основном на широтных центриклиналях синформ.

Кацбахский сегмент протягивается примерно от широты пос. Агаповка на севере до широты пос. Новооренбургский на юге, сначала по восточной части шовной зоны (до пос. Кацбахский), затем занимает ее целиком, а южнее пос. Амурский – по западной части шовной зоны. На всем протяжении этот сегмент сложен раннекаменноугольными толщами, преимущественно – визейскими вулканитами бимодальной базальт-трахириолитовой серии [5]. Нижнекаменноугольные толщи слагают изогнутые тектонические пластины, часто наклоненные на запад и северо-запад. Вдоль разломов развиты интенсивные зоны бластомилонитов. Почти повсеместно породы превращены в аповулканогенные зеленые сланцы (по В.М. Мосейчуку и др., 2000 г.). Углы наклона пластов на крыльях складок составляют 40–60°, а на замыканиях – до 80°, что говорит об их присдвиговой природе.

Южнее Уйско-Новоренбургскую зону можно разделить на три небольших самостоятельных сегмента. Амурский сегмент занимает восточную часть шовной зоны протяженностью от пос. Амурский до пос.

Новооренбургский. Он представлен Амурским пакетом покровов, который состоит по крайней мере из восьми маломощных тектонических пластин, полого (10–20°) погружающихся на запад. Набор и возраст формаций в пластинах весьма разнообразны: от среднедевонской флишоидной, содержащей цинково-колчеданное оруденение, и позднедевонской абсарокит-шошонитовой до среднекаменноугольной карбонатной. Вблизи поверхностей сместителей породы интенсивно рассланцованы, часто превращены в бластомилониты. Бурением на Амурском месторождении вскрыты зоны бластомилонитов мощностью в десятки метров.

Кировский сегмент является продолжением Амурского на юг. Его западная часть представлена аллохтоном, который сложен ордовикской кремнистой формацией и подстилается серпентинитовым меланжем. С запада аллохтон ограничен Западно-Кировским взбросом, вблизи которого кремнистые толщи смяты в мелкие линейные опрокинутые складки восточной вергентности. В строении восточной части Кировского сегмента участвуют раннекаменноугольные терригенные и карбонатные комплексы, слагающие асимметричный грабен, восточное крыло которого надвинуто на Суундукский гранитоидный плутон Восточно-Уральской мегазоны. По углистым породам развиваются графитовые зеркала скольжения. В восточном борту грабена, в экзоконтактовой зоне Суундукского плутона, известняки превращены в мраморы, в которых наблюдаются многочисленные реидные складки главным образом праводвиговой кинематики.

Сатубалбинский сегмент расположен западнее Кировского и представляет собой пакет тектонических пластин в целом синформного строения, сложенных кремнисто-туфогенной формацией (конденсированный разрез эйфеля – нижнего франа) и формацией низкотитанистых базальтов среднего–верхнего девона. Надвиги полого погружаются на юго-восток и восток, в их основании повсеместно наблюдаются линзы меланжированных серпентинитов. Структура сегмента изучена слабо из-за плохой обнаженности.

Для Уйско-Новооренбургской сдвиговой зоны установлены как левосторонние, так и правосторонние движения [4]. С ней сопряжено несколько пакетов надвигов в прилегающих частях Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон: Агаповский, Ждановский, Астафьевский и др. Одни из них скорее связаны с левыми сдвигами, другие – с правыми. Крупнейшим из них является Сухтелинский аллохтон, состоящий из чередующихся пластин ордовикских базальтов и конденсированного разреза кремней среднего–верхнего девона [3] и подстилающийся меланжем Куликовского серпентинитового массива. Шовная сдвиговая зона является корневой для Сухтелинского аллохтона: средне-верхнеде-

вонский конденсированный разрез кремнистых пород выявлен в Сату-балбинском сегменте [1], правда расположенном почти в 200 км южнее. Поскольку севернее его, в других частях шовной зоны, средне-верхнедевонские разрезы имеют совсем иной характер, 180–200 км являются достоверной оценкой левосдвиговой амплитуды Уйско-Новооренбургской сдвиговой зоны.

Таким образом, единая в первом приближении зона, выполняющая на всем протяжении роль раздела крупных структурных элементов Южного Урала, оказывается цепочкой линзовидных блоков различного строения, с разной вергентностью покровно-складчатого заполнения. В целом ее можно рассматривать как дивергентную сдвиговую зону с «цветочной» структурой, из которой в обе стороны выдавлены пакеты надвиговых пластин.

Литература

1. Матвеева Е.А., Артюшкова О.В., Якупов Р.Р., Маслов В.А., Тевелев Ал.В. Конденсированный разрез девона Уйской шовной зоны Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83, вып. 6, С. 53–55.
2. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
3. Тевелев Ал.В., Артюшкова О.В., Борисенко В.И., Кошелева И.А., Курковская Л.А., Маслов В.А. Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на восточном склоне Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 5. С. 63–65.
4. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье) // Труды лаборатории складчатых поясов. М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.
5. Тевелев Ал.В., Тихомиров П.Л., Дегтярев К.Е., Кошелева И.А., Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213–247. (Тр. ГИН РАН, вып. 561).

Ал.В. Тевелев¹, М.А. Фурина¹

Кинематика раннемезозойских сдвиговых зон Южного Урала

Раннемезозойский (триас-раннеюрский) этап развития Урала давно привлекает к себе внимание геологов именно как «послеуральский», т.е.

¹ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

якобы не имеющий прямого отношения к развитию собственно уралид. В последние 10–15 лет этот интерес стал подогреваться обнаружением в пределах Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон магматических образований триасового возраста от лампроитов до щелочных гранитов и лейкогранитов. Петрология и изотопия этих пород в настоящее время изучены достаточно хорошо [4, 8, 10, 11 и др.]. Хотя практически все проявления триасового магматизма на Южном Урале оказались так или иначе связанными с крупными разломами, преимущественно сдвигами, кинематика триасовых сдвигов остается еще мало изученной.

В целом структура восточной части Южного Урала (рисунок) характеризуется чередованием относительно широких меридионально вытянутых мегазон (Магнитогорская, Восточно-Уральская, Зауральская) и разделяющих их относительно узких шовных зон (Уйско-Новооренбургская и Копейская). Как показывают структурные исследования [1, 7, 6, 9, 2, 10 и др.], сдвиговые деформации с большими амплитудами реализуются в виде шовных зон, а малоамплитудные могут быть рассеяны по локальным меридиональным разрывам внутри относительно однородных мегазон. Особенность этих сдвигов состоит в том, что они контролируют распределение и морфологию интрузивных тел различного состава и возраста [6, 9, 10]. Это обстоятельство предоставляет возможность более или менее достоверно определять возраст сдвиговых деформаций.

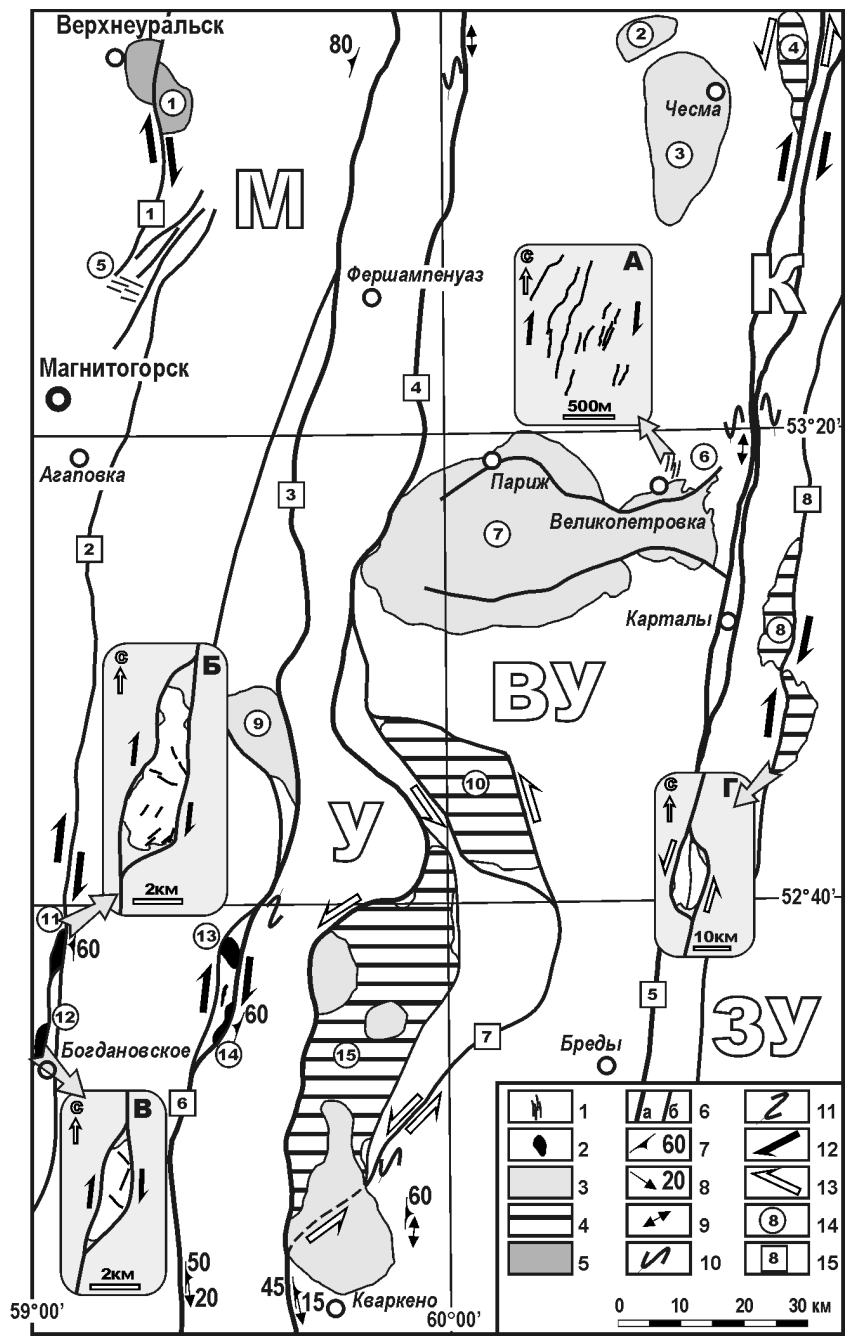
Ранее [5, 3] на Южном Урале выделялись две главные стадии коллизионных деформаций: на ранней формируются надвиги и шарьяжи, а на поздней – левые сдвиги. Возраст шарьирования остается дискуссионным, а раннекаменноугольный возраст левых сдвигов доказан тем, что они контролируют размещение, морфологию и структуру синкинематических массивов тоналитового ряда (сдвиговых магматических дуплексов): Неплюевского, Новоукраинского и др. [9, 10 и др.]. В последние годы выяснилось, что самыми поздними являются правые сдвиги [9, 2]. Возраст правых сдвигов предполагается позднепалеозойским–мезозойским [2] или триасовым [9].

В ходе региональных геологосъемочных работ нами изучено большое количество мезоструктур в пределах главных сдвиговых зон востока Южного Урала: зеркала скольжения, мелкие складки с вертикальными шарнирами, рассланцевание, линейность, кинк-зоны и т.п. Повсюду, где удавалось зафиксировать разнонаправленные движения по сдвигам, правые сдвиги оказывались более поздними, чем левые. В частности, в Копейской шовной зоне наблюдаются многочисленные зоны рассланцевания в породах девона. Поверхности рассланцевания часто смяты в присдвиговые S-образные, и Z-образные складки с вертикальными шар-

нирами и меридиональным простиранием осевых поверхностей. При этом S-образные складки (левосторонней кинематики) часто бывают разорваны правыми сдвигами, параллельными осевым поверхностям. Похожая картина наблюдается и в Уйско-Новооренбургской шовной зоне, где сдвиги фиксируются по многочисленным крутым зеркалам скольжения с горизонтальной штриховкой. Правые сдвиги фиксируются и по прямым смещениям маркеров: Верхнеуральский массив Магнитогорской мегазоны разорван Нововоронинским правым сдвигом, а Новокактенинский габбровый массив Зауралья – одноименным сдвигом. Амплитуды смещения составляют 5 и 15 км, соответственно.

В зонах правых сдвигов локализованы триасовые интрузивы. Серия лампроитовых даек калымбаевского комплекса [8], сформировавшихся в трещинах отрыва, имеет запад-северо-западное простирание (ЗСЗ-290°), что хорошо согласуется с правосдвиговой кинематикой субмеридионального Нововоронинского сдвига. Чекинский и Богдановский массивы щелочных гранитоидов малочекинского комплекса [11] имеют в плане форму параллелограммов, длинные стороны (6.5–7 км) которых вытянуты меридионально и выражены сдвигами, а короткие стороны (около 2 км) северо-восточного простирания имеют отчетливо интрузивные контакты. Такая морфология массивов предполагает их формирование в участках присдвигового растяжения (см. рисунок, врезки Б и В) правого Карабулакско-Богдановского сдвига при амплитуде смещения 5–7 км, что согласуется с амплитудой Нововоронинского сдвига, кулисообразно надстраивающего Карабулакско-Богдановский на север. Малочекинская группа массивов щелочных пород того же комплекса [11] локализована в зоне Браиловского сдвига, который образует правосторонний сдвиговый дуплекс шириной 2.5–3 км и протяженностью около 15–18 км. Дайки флюоритсодержащих лейкократовых гранит-порфиров кисинетского комплекса [10] имеют северо-северо-восточное простирание (см. рисунок, врезка А), часто Z-образно изогнуты. Они внедрялись в трещины отрыва, сопряженные с Карталинским правым взбросо-сдвигом.

Таким образом, правые меридиональные сдвиги и связанные с ними структурные парагенезы являются наиболее молодыми коллизионными структурами складчатого сооружения Южного Урала. Именно с развитием правых сдвигов связаны проявления разнообразного, но неизменно специфического триасового магматизма. Необходимо отметить, что субмеридиональные раннемезозойские правые сдвиги отнюдь не чисто уральское явление, они чрезвычайно широко развиты южнее, в Казахстанской складчатой области, т.е. являются трансрегиональными молодыми сдвигами.



← **Рисунок.** Сдвиговые зоны Южного Урала

1 – дайки калымбаевского и кисинетского комплексов; 2–5 – интрузивные массивы: 2 – триасовые синкинематические, 3 – раннепермские, 4 – раннекаменноугольные синкинематические, 5 – девонские; 6 – разрывы: а) границы зон, б) прочие; 7–9 – элементы залегания: 7 – плоско-параллельных ориентировок наклонные, 8, 9 – линейности (8 – наклонные, 9 – горизонтальные); 10, 11 – присдвиговые складки с вертикальными шарнирами: 10 – S-образные (левосторонние), 11 – Z-образные (правосторонние); 12, 13 – сдвиги: 12 – триасовые, 13 – раннекаменноугольные; 14 – номера интрузивов и серий даек; 15 – номера разрывов. Интрузивные массивы и серии даек: 1 – Верхнеуральский, 2 – Чернореченский, 3 – Чесменский, 4 – Новоукраинский, 5, 6 – серии даек: 5 – калымбаевского комплекса в массиве Малый Куйбас, 6 – кисинетского комплекса, 7 – Джабыкский, 8 – Новокатенинский, 9 – Кацбахский, 10 – Неплюевский, 11 – Чекинский, 12 – Богдановский, 13 – массив горы Кудрявой, 14 – массив горы Длинной, 15 – Суундукский. Разрывы: 1 – Аблязовский, 2 – Карабулакско-Богдановский, 3 – Браиловский, 4 – Восточно-Кировский, 5 – Карталинский, 6 – Новокатенинский. Буквами обозначены мегазоны (М – Магнитогорская, ВУ – Восточно-Уральская, ЗУ – Зауральская) и шовные зоны (У – Уйско-Новооренбургская, К – Копейская). Врезки на схеме: А – схема расположения даек кисинетского комплекса в зоне правого сдвига; Б – схема формирования Чекинского массива в зоне правого сдвигового дуплекса; В – схема формирования Богдановского массива в зоне правого сдвигового дуплекса (линиями внутри массивов показана ориентировка даек); Г – схема формирования Новокатенинского массива в зоне левого сдвигового дуплекса

Литература

1. *Знаменский С.Е.* Позднеколлизийные транспрессивные и транстенсивные структурные парагенезисы Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 241–243. (Материалы XXXIX тектонич совещ.; Т. 1).
2. *Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.* Структурные парагенезисы и фазы деформаций Восточно-Уральской мегазоны на широте профиля УРАЛСЕЙС (URSEIS-95) // Геологический сборник № 5 (Информационные материалы). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 17–29.
3. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строение Урала: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук в форме научного доклада. Екатеринбург, 1998. 252 с.
4. *Лукьянова Л.И., Багдасаров Э.А., Маречев А.М. и др.* Лампроиты Южного Урала // Геология и минералогия подвижных поясов. Екатеринбург.: Уралгеолком, 1997. С.174–186.
5. *Плюснин К.П.* Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь: УТГУ, 1971. 217 с.
6. *Пчелинцев С.В.* Структурные парагенезисы и этапы деформаций Сугомакско-Кацбахской сдвиговой зоны на широте г. Миасс (Южный Урал) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2001. № 2. С. 20–25.
7. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

8. *Сурин Т.Н.* Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (колымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис. Уфа. 1999. 127 с.

9. *Тевелев Ал.В., Кошелева И.А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье) // Труды Лаборатории геологии складчатых поясов. М.: Изд-во МГУ. 2002. 124 с.

10. *Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др.* Палеозоида зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Труды лаборатории геологии складчатых поясов (вып. 4) / Ред. А.М. Никишин. М.: Геол. фак. МГУ, 2006. 300 с.

11. *Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В.* Триасовая геодинамика Южного Урала в свете новых изотопных данных // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 317–321. (Материалы ХLI тектонич. совещ.; Т. 2).

Арк.В. Тевелев¹, В.С. Федоровский², В.Е.Коварская¹

Гляциотектонические валунно-глыбовые покровы Приольхонья

На плоских водораздельных плато и долинных террасах северо-западного Приольхонья широко распространены специфические гигантокластовые валунно-глыбовые образования, представленные развалами кварцитов различного облика, иногда с участием пород другого литологического состава. Необычность облика и характера распространения этих образований представляют собой серьезную проблему, поскольку современные геологические процессы на территории Приольхонья не могут рассматриваться в качестве реальных механизмов формирования гигантских глыб, их литологической селекции, транспорта и аккумуляции. Детальными полевыми исследованиями на территории всего Приольхонья мы постарались выявить основные черты строения крупноглыбовых кварцитовых покровов, характер их площадной изменчивости; обнаружить источники обломочного материала, соотношения с другими типами новейших отложений и морфологией территории и, определив, таким образом, их место в региональной структуре, предположить возможные способы их образования.

Преобладающими породами валунно-глыбовых покровов являются мономинеральные (около 65%) и слюдистые (25%) кварциты преимуще-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ственно серого цвета, прочные и массивные. Кроме того, в развалах присутствуют в незначительных количествах валуны и глыбы местных пород (до 3%), их количество уменьшается в юго-восточном (поперечном) направлении, от Приморского к Обручевскому разлому. В кварцитовых развалах нижних элементов рельефа – фактически в долинах современных водотоков – увеличено содержание хорошо окатанных обломков розового (12%) и белого (6%) жильного кварца, имеющих, вероятно, аллювиальное происхождение.

Размер обломков варьирует от многометровых глыб до крупной гальки, для каждого местонахождения характерен свой медианный размер обломков. В целом, сортированность материала по крупности средняя. В большинстве случаев обломки окатаны или оглажены. Окатанность материала увеличивается с уменьшением размеров кластов, но при этом и среди сравнительно крупных обломков встречаются хорошо окатанные разности. Форма обломков разнообразна, причем она не связана с их размерами. Изометричные, уплощенные и удлиненные обломки встречаются во фракциях любой крупности.

Механизмы окатывания обломков остаются в целом неясными. Наличие округлых в сечении и удлиненных – до многометровых столбообразных – «валунов» может свидетельствовать о первоначально тектонической природе их облика. Похоже, что многие обломки, в том числе гигантские, первоначально сепарировались из коренных массивов как цельные будины, межкливажные литоны, части зеркал скольжения и стенок отрыва и пр. О первичной тектонизации глыбовых источников свидетельствуют как правильная граненная, в том числе цилиндрически-граненная, форма многих глыб, так и постоянное присутствие глыб с зеркалами скольжениями на гранях, с выраженной линейностью на гладких поверхностях, грубой бороздчатостью и пр. В некоторых случаях бороздчатость на гранях кварцитовых и кварцевых глыб подобна ледниковой штриховке. Более того, многие удлиненные глыбы имеют полукруглое сечение, и напоминают фрагменты крупномасштабных ледниковых борозд.

Пространственное распределение обломков, как правило, неравномерное. Преимущественной формой их распространения являются струи – единичные, морфологически подобные сглаженным ледниковым озам и иногда множественные, похожие на плоские пролювиальные конусы. Материал в последних резко пространственно дифференцирован. Наблюдаются пологие широкие гребни, полностью сложенные грубообломочным кварцитовым материалом, полосы дискретного распределения глыб (развалы), и полосы, практически лишенные грубообломочного материала. В целом, размер обломков исключает их транспорт речными

потоками, подобными по масштабам и водности современным рекам и ручьям Приольхонья.

Наиболее крупные местонахождения рассматриваемых образований наблюдаются вблизи Главного уступа зоны Приморского разлома, дублирующей раннепалеозойский коллизионный шов и представленной в современной структуре крутонаклонным блоком катаклазитов и бластомилонитов шириной в несколько сотен метров. Валунно-глыбовые развалы расположены на относительно ровных поверхностях, поперечных к уступу поднятых блоков и разделяющих их плоских долин в Чернорудской зоне, зоне Тонга и в долине Анги, а также в центральной водораздельной зоне. В большинстве случаев удается проследить их связь с потоками и каналами, полностью или частично прорезающими зону Приморского разлома. По отношению к современным базисам эрозии соответствующие долины подвешены на разных уровнях. Сухие каналы выходят прямо на поверхность поднятых блоков (вероятно, среднеплейстоценового возраста) или даже приподняты относительно них. Во многих случаях ущелья в Главном уступе слабо выражены в рельефе, поскольку в значительной мере заполнены глыбами кварцитов, образующих перед каналами крутые конусы выноса, мощность которых оценивается первыми десятками метров непосредственно около каналов и первыми метрами в периферических частях конусов. Непосредственно в узких каналах кварцитовые глыбы имеют размер до 6–8 м и сопровождаются глыбами тектонитов из окружающих пород коллизионного шва.

На некотором удалении от уступа все породы, кроме кварцитов, относительно быстро исчезают. За пределами основных конусов кварцитовые развалы прослеживаются отдельными рукавами на расстоянии в первые километры и сопровождаются зонами вторичного рассеивания кластов. В областях локализации кварцитовые покровы занимают исключительно верхнее положение, перекрывая все другие образования, в том числе плейстоценовый манзурский аллювий, развитый на средневысотных элементах рельефа и верхнеплейстоценовый аллювий современных долин.

В каналах с современными водотоками скопления кварцитовых глыб слагают высокую террасу, в которую врезаны современные русла. Террасы выдвинуты из каналов во впадину перед Главным уступом, в их периферических частях крупные класты заключены в мелкоземистый матрикс. Несмотря на заметное уменьшение количества крупных обломков в породах речных террас по мере их удаления от Главного уступа, развалы кварцитовых глыб и валунов наблюдаются в большинстве долин бассейнов Кучелги и Анги, где они издревле активно использовались для строительства загонов и фундаментов построек.

Источником материала для кварцитовых покровов являются в большинстве случаев коренные кварциты анайской свиты палеопротерозоя фундамента Сибирской платформы, локализованные в тылу Главного уступа (и всей зоны Приморского разлома). Наиболее доступно для изучения они обнажены в долине Анги, примерно в полутора километрах северо-западнее коллизионного шва. В целом, кварцитовые стенки прослеживаются вдоль всего Главного уступа, и образуют, видимо, самостоятельный сбросовый уступ, аналогичный по природе Главному. В тех местах, где стенки анайских кварцитов не сформированы или плохо обнажены, нет и кварцитовых развалов в долинах Приольхонья. Среди метаморфических комплексов, образующих коллизионный коллаж Приольхонья, присутствуют кварциты, близкие по облику к анайским, однако они практически не образуют таких обширных и мономиктовых по составу полей рассеяния.

Механизмы транспорта и разноса кварцитового материала остаются загадочными. Вынос таких масс крупнообломочного материала может быть связан только с крупномасштабными событиями. Отсутствие в регионе доказанных конечных и донных морен уменьшает вероятность сепарации и транспорта глыб покровными ледниками. Тем не менее, развитие в Северо-Западном Прибайкалье горных оледенений не исключено и многие исследователи прямо указывают на признаки их существования в пределах Приморского и Байкальского хребтов. Учитывая, что долинные кварцитовые покровы имеют голоценовый, послеледниковый, возраст, можно прийти к выводу, что роль ледниковой сепарации и транспорта материала могла бы сводиться к накоплению глыбового материала в замкнутых или полужамкнутых резервуарах типа закрытых ледниковых цирков (карров) в понижениях между древним (кварцитовым) и современным (Главным) уступами Приморской разломной зоны. Их последующий разнос может быть связан с сейсмическим вскрытием резервуаров в области Главного уступа и выносом глыб сейсмоселевыми потоками.

Последовательное продвижение глыбовых потоков от Главного уступа к береговой линии Байкала и их площадное рассеяние имело пульсирующий характер, связанный со сложной историей формирования современной, т.е. рифтовой, структуры и морфологии в центральной и северной частях Байкальской впадины. Быстрое появление и развитие целых рифтовых зон, составляющих их полуграбенов разной полярности и разномасштабных связующих – аккомодационных – структур приводило к быстрым изменениям базисов эрозии, формированию тектонических уступов и перемычек, перед которыми последовательно аккумуляровались первоначально гляциальные кластиты и прорывы которых, вероят-

но, тоже тектонические по природе, давали возможность для быстрого продвижения накопленного материала подходящими транспортными агентами. Эти обстоятельства заставляют предполагать комбинированный генезис кварцитовых покровов Приольхонья и по главным механизмам формирования считать их гляциотектоническими.

Работа поддержана РФФИ, проект №08-05-00177-а.

Арк.В. Тевелев¹

Тектонические обстановки формирования новейшей структуры и рельефа Южного Урала

Современному этапу рельефообразования на Южном Урале предшествовал длительный период послепалеозойской рецессии, завершившийся лишь в позднем кайнозое. Как и в большинстве других внутриплитных орогенов, геодинамическая сущность процессов, менявших структуру региона после герцинской орогении, остается до сих пор в деталях неизвестной. Важно, однако, что оставаясь все это время частью единой континентальной плиты, территория Южного Урала в своем развитии была синхронизирована с активными событиями, происходившими внутри плиты и на ее окраинах.

Коллапс палеозойского орогена. «Платформенный» этап в истории региона начался, видимо, в поздней юре, после завершения коллизионного развития Палеоурала (поздняя пермь), прекращения активных движений в предгорном прогибе на фронте горно-складчатого сооружения (конец перми) [2], раскрытия (триас – ранняя юра) и схлопывания (ранняя – средняя юра) рифтовых бассейнов в его тылу и окраинных бассейнов к западу и юго-западу от него. Удивительной особенностью Палеоуральского горного сооружения была его явная асимметрия, выразившаяся в том, что пермо-триасовые молассовые прогибы формировались только к западу от орогена. Возможно, это было связано с синхронным рифтингом на огромных территориях к востоку от Южного Урала и блокированием рифтовыми постройками восточного сноса материала, как это происходит, например, в современной Байкальской рифтовой системе. Завершение рифтового режима привело к немедленной общей транспрессии региона, интенсивность которой была очень значительна.

¹ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

Однако уже в поздней юре начался коллапс горного сооружения, вышедшего, видимо, из режима двухстороннего сжатия, и в его межгорные впадины ингрессировало море. В меловое время горного сооружения уже не существовало, за отсутствием, видимо, поддерживающих рельеф значительных стрессов. Обширные морские бассейны к востоку и к западу от Южного Урала соединялись сетью мелководных проливов, к которым стягивалась преимущественно меридиональная речная сеть региона.

Этим деформационным условиям, которые можно условно назвать платформенными, соответствовал малоамплитудный равнинный рельеф, с преимущественно озерно-аллювиальным режимом аккумуляции, при относительно редких морских ингрессиях. Такой режим рельефообразования существовал до олигоцена. В олигоцене, скорее всего в его конце, Южный Урал оказался включенным в коллизионный коллаж восточной части Альпийско-Гималайского пояса, и далее все основные этапы его структурно-морфологической истории четко коррелируются с фазами альпийских деформаций коллизионной области.

Альпийское возрождение. Олигоцен-миоценовое время – время дифференциации региона и первого, еще иногда морского, но уже определено молассового осадконакопления. Поднятия региона происходили в это время примерно в тех же структурных границах, что и современные. Южный и Средний Урал представляли собой две пологие дуги, из которых южноуральская была выгнута на запад, а среднеуральская – на восток, под эти дуги плавно пододвигались комплексы фундамента, а над ними образовывались передовые прогибы или предгорные впадины. Осадконакопление в этих бассейнах было преимущественно континентальным, временами даже паралического типа. На фронте Южного Урала, на его западной окраине, это был Кумертауский угленосный бассейн, а на фронте Среднего Урала, на его восточной окраине, Лозьвинский бурогольный бассейн [6]. Позднее осадки предгорных бассейнов были смяты в системы относительно пологих, но асимметричных складок, облик и структура которых соответствует условиям левосторонней транспрессии – косоугольного сжатия с ограничивающими фронтальными сдвиговзбросами. Они однотипны на обоих флангах горного сооружения и отвечают симметричным двусторонним условиям косоугольной субдукции. До настоящего времени остается неизвестным, совпадает ли эта тектоническая фаза с событиями, которые привели к складчатости основных моласс в Сакмаро-Уральской области и Предуральском прогибе (традиционные представления о ведущей роли соляной тектоники в образовании этих систем линейных складок в настоящее время не кажутся адекватными; скорее, эти крупные, правильной формы структуры образованы в обычной для голоморфной складчатости

обстановке сжатия). Мы склоняемся к идее трех эпох послегерцинского тектогенеза – позднекимерийской, штирийской и плиоценовой (ронской, валахской).

Во внутренних частях региона важнейшим тектоническим событием этого миоцена было отделение западного блока Южного Урала от восточного и образование вдоль их границы, к западу и к востоку от Уралтау, систем присдвиговых впадин (Белореченской, Тирлянкой, Верхнекизильской, Сакмаро-Таналыкской и других менее значительных по размерам). Этот этап в традиционных геоморфологических построениях [3] рассматривается как время расширения долин и образования миоценовых педипленов. В целом, на территории орогена формировался амплитудный эрозионно-аккумулятивный рельеф; преобладали речная и озерная аккумуляции. По стилю развития в миоценовое время Южный Урал строго соответствует общей эволюции Паратетиса [1], а в тектоническом смысле подобен классическим регионам внутриплитной транспрессии – горам Юра и Юго-Западному Гиссару, где в это же время происходила продольная дифференциация орогенов и образование осевых присдвиговых впадин [4].

Плиоценовая революция. В плиоцене (видимо, во второй его половине) и эоплейстоцене регион испытал главную фазу альпийского тектогенеза – синхронно с передовыми и межгорными прогибами восточной части Альпийско-Гималайского пояса. Сооружение Южного Урала окончательно разделилось на приподнятую западную и относительно опущенную восточную половины, граница которых передвинулась на восток, от поднятия Уралтау на Фронтальные хребты. Обособление Западно-Уральского блока обеспечивалось развитием двух встречных поддвиговых систем – западной вдоль Бельской впадины и всего западного фаса Южного Урала, и восточной – к востоку от Фронтальных хребтов. Их седиментационная судьба оказалась различной. Западная система впадин, наложенная на эпигерцинский краевой прогиб, оказалась залитой грандиозной акчагыльской трансгрессией. В восточной зоне сформировалась область устойчивого погружения перед системой Фронтальных хребтов, гомологичная предгорному прогибу, в которую мигрировали с востока мощные потоки восточно-уральских палеорек (вероятно, с южным стоком), которые, при отмирании, рассыпались в цепочки озерных котловин. Рельеф области, расположенной между Фронтальными хребтами и Копейской шовной зоной, ограничивающей с востока Урало-Тобольское плато, был в значительной степени запечатан аллювиально-озерными и делювиально-озерными толщами. Такой режим осадконакопления сохранялся и в раннем неоплейстоцене. В результате, ко второй половине раннего квартера в области современного

восточного склона Южного Урала был сформирован субстрат для последующего рельефообразования, включающий в разной степени измененные комплексы фундамента, спорадически распространенные юрские, меловые, палеогеновые и миоценовые толщи, а также более мощные и широко распространенные плиоцен-эоплейстоценовые комплексы.

Плейстоценовая перестройка. Следующая структурная перестройка территории восточного склона приходится на вторую половину раннего – среднего неоплейстоцен (пасаденская тектоническая фаза). С этого времени начал формироваться современный рельеф Южного Урала. В его структуре обособились системы линейных активных поднятий (структурных дуг), опирающихся на ремобилизованные надвиговые и сдвиго-надвиговые структуры фундамента. Постепенно формировалось осевое трансpressивное поднятие, оформились заметные склоны и, в результате, была перестроена эрозионная сеть региона. Важным свидетельством неординарной тектонической активности этого времени являются сейсмичности – своеобразные деформационные структуры, образующиеся при сейсмических ударах в водонасыщенных породах, обнаруженные в отложениях главным образом нижней половины среднего неоплейстоцена. Они свидетельствуют об относительно устойчивой, причем сильной ($M \geq 7$) сейсмичности этого времени [5].

Таким образом, в течение альпийского тектонического этапа Южный Урал входил в динамический ансамбль Индо-Азиатской коллизии области и в своем развитии испытал все основные фазы альпийского тектогенеза. В середине миоцена Южный Урал, как и прочие структуры восточной части Альпийско-Гималайского пояса, начал постепенное воздымание и отделился от огромной эпипалеозойской платформы; во второй половине плиоцена были деформированы краевые осадочные бассейны и началось более резкое поднятие региона; в среднем плейстоцене новая фаза деформаций создала современный структурный план Южного Урала, привела к массовой перестройке гидросети, развитию сейсмичности и формированию микро- и макродислокаций в четвертичных рыхлых отложениях.

В позднем плейстоцене долины региона приобрели современные очертания. Сформированные к настоящему времени морфологические зоны приурочены к крупным геологическим структурам, их конфигурация в значительной степени отражает тектонические особенности субстрата. Однако вертикальная зональность рельефа практически полностью определяется новейшими альпийскими движениями, контролирующими гипсометрическое положение тектонических единиц фундамента. Поэтому и региональный, и локальный рельеф в регионе отражает сложное сочетание структурных, литоморфных и неотектонических факторов.

Литература

1. Гончарова И.А., Щерба И.Г. Паратетис в конце раннего – среднем миоцене и его связи с окружающими бассейнами // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1997. Т. 5, №3. С. 102–107.
2. Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург. 1962. 189 с
3. Сигов А.П. Металлогения кайнозоя и мезозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
4. Тевелев А.В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во МГУ, 2005. 254 с.
5. Тевелев А.В., Шилова Г.Н., Георгиевский Б.В., Гаврилова Е.В. Четвертичные отложения восточного склона Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 81, вып. 1. 2006. С. 37–51.
6. Яхимович Н.Н. Стратиграфия плиоценовых и четвертичных отложений восточного склона Южного Урала и вопросы их корреляции с отложениями западного склона и Приуралья // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 109–116.

Е.Н. Терехов¹, А.С. Балувев¹, Е.С. Пржиялговский¹

Структурное положение и форма даек – как источник информации об их генезисе (на примере разновозрастных даек Кольского полуострова)

На территории Кольского полуострова известно большое количество дайковых комплексов различного возраста. Обсуждаемые в докладе дайки образовывались в условиях хрупких или хрупкопластичных деформаций и метаморфизованы слабее вмещающих пород. Их возраст не всегда строго установлен. Имеются отдельные определения, которые распространяются на те или иные комплексы, но и они не всегда надежны. Хотя по химическому составу многие комплексы хорошо выделяются и идентифицируются. Прежде всего это касается обширной группы щелочных даек палеозойского возраста. Определений радиологического возраста по ним почти нет, но они довольно уверенно благодаря своему составу и форме (о чем будет сказано особо) сопоставляются с массивами Кольской щелочной провинции, имеющими возраст 380–360 млн лет [3]. Также щелочными, но калиевой серии являются дайки лампроитов Порьей губы Кандалакшского залива с возрастом 1710 млн лет [6]. Возрастной диапазон даек толеитового состава более обширен. На Мурманском берегу встречаются дайки, метаморфизованные в амфиболитовой фации, но сохранившие идиобласты (до 10 см) лабрадора. По соотноше-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ниям с другими дайками – это, вероятно, позднеархейские образования. Известно, что древнейшие дайки Канадского щита с возрастом 2.63 млрд лет, также отличаются от других более молодых даек наличием вкрапленников плагиоклаза [9]. Наиболее молодые дайки долеритов имеют девонский возраст.

Обычно считается, что дайки являются индикаторами режима горизонтального растяжения, но наши исследования показали, что в отношении щелочных даек Кольского полуострова это утверждение не всегда верно. Так, дайки лампроитов Порьей губы, приуроченные к трещинам СЗ простирания с крутым падением на запад, занимают кососекущее положение к раннепротерозойским структурам тектонического расслаивания, которые здесь полого падают на восток. По характеру смещения наиболее поздних геологических образований, предшествующих лампроитам – пегматоидным гранитам, установлено, что трещины, к которым приурочены дайки, являлись взбросами, сформировавшимися в обстановке горизонтального сжатия. Форма лампроитовых даек весьма прихотливая. Обычная их мощность около 1–3 м, но иногда наблюдаются раздувы (до 10 м) и по простиранию они не выдержаны. В раздувах встречаются ксенолиты местных пород и так называемые «отщепы» по краям даек. Вмещающие породы (габбро-анортозиты и гранулиты) представлены полосчатыми разностями, поэтому наиболее заметные горизонты прослеживаются от одного обломка к другому и в раму. Можно предполагать, что в большинстве случаев эти обломки не смещены. Объяснить это с позиции внедрения жидкой магмы, которая стремилась к поверхности, активно продвигаясь по трещинам, довольно трудно. Лампроиты хорошо раскристаллизованы даже в миллиметровых апофизах, что также указывает на какие-то особые условия их формирования.

Девонские щелочные дайки имеют еще меньшую мощность, обычно это 40–70 см., редко достигая 2–3 м. Они занимают различные структурные позиции. Во-первых, они встречаются в обрамлении и собственно в массивах щелочных пород (Хибины, Ловозеро, Ковдор, Вуориярви и т.д.). Как правило, их ориентировка радиальная по отношению к массивам. Во-вторых, часть даек приурочена к Хибино-Контозерской тектонической зоне и имеет с ней согласное северо-восточное простирание. Самое интересное структурное положение имеют дайки третьей группы, приуроченные к рифтогенной структуре Кандалакшского залива. Здесь выделяется системы дуговых разломов, которые вероятно отражают этапы роста (пропагации) Онежско-Кандалакшского рифта [5]. Именно к этим разломам приурочены изолированные группы (кусты) даек. Характерной особенностью даек Кандалакшского залива являются их коленообразные изгибы. Первоначально создается впечатление, что это

поздние сдвиги смещающие дайки, но при более внимательном изучении оказывается, что это они формировались по системе трещин, которые раскрывались синхронно с основным направлением внедрения, предоставляя пространство для материала дайки [7].

Дайки СВ берега Кандалакшского залива имеют преимущественно левый изгиб, а ЮЗ берега – правый, что соответствует динамической паре в сдвиговой зоне. Анализ трещиноватости позволил нам сделать вывод о том, что и девонские дайки внедрялись в обстановке преимущественного сжатия с горизонтальной или косо ориентированной пологой осью сжимающих напряжений [5, 7]. Проявления щелочного магматизма почти всегда связываются с рифтогенезом, т.е. с режимом горизонтального растяжения. Тем не менее, форма щелочных массивов, как правило, напоминающих трубки взрыва [2], и указанные особенности щелочных даек не укладываются в эту упрощенную схему. Известно, что обстановка сжатия может возникнуть в лежащем крыле пологого сброса, который является структурой регионального растяжения в верхней коре. Можно думать, что в девонское время блок Кольского полуострова по отношению к разлому Карпинского являлся лежащим крылом сброса, который контролировал прогибание на шельфе Баренцева моря [1].

Разновозрастные дайки толеитового состава различаются по степени метаморфизма и составу, тогда как по форме, мощности (до десятков метров) и протяженности (сотни метров и километры) их трудно различить, и в этом они принципиально отличаются от даек щелочного состава. Большая часть даек этого типа расположена в пределах Мурманского блока. Это объясняется не только хорошей береговой обнаженностью, но и близостью к долгоживущей зоне разлома Карпинского. Вдоль ее простирания известно не менее четырех возрастных генераций даек, но все они сгруппированы в отдельные кусты или рои, тогда как между этими кустами по простиранию разлома отмечаются участки, где этих даек практически нет. Например, известны участки массового проявления разновозрастных даек: Немецкая Губа, устье р. Воронья, Ивановская губа. В большинстве случаев толеитовые дайки расположены в гранитогнейсах, где они образуют отрицательные формы рельефа и поэтому плохо обнажены. Иногда, исследователи по результатам дешифрирования аэрофотоснимков или по картам магнитной восприимчивости, протягивают эти дайки на многие километры или даже десятки, но эти данные не всегда достоверны.

В тех случаях, когда толеитовые дайки прорывают рифейские отложения, они образуют положительные формы рельефа. Подобные дайки известны на п-овах Варангер и Средний и в губе Ивановская. Ранее считалось, что толеиты, рвущие рифейские комплексы, близки им по воз-

расту. Рифейский возраст предполагался и для большинства даек толеитового состава Мурманского блока. Однако в последние годы появились новые данные по изотопному датированию, что привело к пересмотру этих взглядов. Большая часть даек в настоящее время считается палеопротерозойскими [8], а выделяемые по составу и метаморфизму группы стали коррелироваться с вулканитами Печенгской структуры – наиболее изученного объекта этого региона [4]. Для даек, прорывающих рифейские толщи, предполагается девонский возраст. Они образуют стенообразные формы рельефа, а при переходе в граниты – каньоны.

На современном уровне изученности можно предполагать, что в позднем девоне на Кольском полуострове имело место одновременное развитие щелочного и толеитового магматизма. Почти полное отсутствие каких-либо осадков в пределах Мурманского блока затрудняет задачу определения времени эксгумации его глубинных пород. Наличие же даек палеопротерозойского или даже позднеархейского возраста – индикаторов относительно хрупких деформаций, может указывать на то, что породы современного уровня эрозии уже с позднего архея находились вблизи поверхности Земли. Т.е. эта структура огромный период времени являлась крайне консервативной, не испытывавшей вертикальных движений. Обстановка горизонтального сжатия, которая фиксируется для щелочных даек, являлась определяющим фактором для породообразующего процесса. В отличие от толеитовой магмы, существовавшей в виде жидкости, щелочная таковой не являлась, а представляла собой флюидную систему, которая в случае открытых трещин покидала земную кору и только в условиях горизонтального сжатия, препятствующего выходу флюидов к поверхности, происходило формирование щелочных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 09-05-00812, Программы ОНЗ РАН № 10 и НШ -651.2008.5.

Литература

1. *Балуев А.С., Терехов Е.Н.* Разноглубинные ксенолиты из девонских интрузий Кольского полуострова – ключ к расшифровке палеодинамических условий проявления щелочного магматизма // Докл. РАН. 2006. Т. 406, №5. С. 651–655.
2. *Белов С.В., Бурмистров А.А., Фролов А.А.* Тектоническая позиция, тектонофизические условия формирования и рудоносность массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Отечественная геология. 1999. № 1. Р. 24–32.
3. *Крамм У., Когарко Л.Н., Кононова В.А.* Средний и поздний девон – краткий период магматической активности в палеозойской Кольской щелочной провинции: Rb-Sr исследования // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 148–168.
4. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Ред. Ф.П.Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: КНЦ РАН. 1995. 258 с.

5. Моралев В.М., Балугев, А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Геохимия РЗЭ и зональность размещения щелочных пород Беломорского дайкового пояса как свидетельства пропагации Кандалакшского палеорифта // Геохимия. 2002. №5. С. 499–512.

6. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7, № 3. С. 252–275.

7. Пржиялговский Е.С., Моралев В.М., Балугев А.С., Ларин Н.В., Терехов Е.Н. Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород беломорского пояса. //Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. №5. С. 3–10.

8. Федотов Ж.А., Марчук Т.С. Раннепротерозойский Баренцевоморский дайково-силловый долеритовый комплекс: петрология и реконструкция геодинамического режима (Кольский полуостров)// Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XVIII молодеж. науч. конф. СПб: ИГГД, 2007. С. 79–82.

9. Condie K.C., Bobrov D.J., Card K.D. Geochemistry of Precambrian mafic dykes from the Southern Superior Province of the Canadian Shield // Geol. Assoc. Canad. Spec. Paper. 1986. Vol. 34. P. 95–108.

Д.С. Толстобров¹, В.В. Колька²

**Геологические признаки и причины миграции береговой
линии Кандалакшского залива Белого моря в районе
поселка Энгозеро (Северная Карелия)**

Береговая линия Кандалакшского залива на протяжении голоцена испытывает в целом регрессивное перемещение. Причиной этого является гляциоизостатическое воздымание северо-восточной части Балтийского щита. В поздневалдайское время территория Балтийского щита была покрыта мощным слоем льда. Земная кора, находящаяся подо льдом, прогибалась под его тяжестью. Затем ледник начал таять, при этом в пределы Балтийского щита стало наступать море из-за повышения своего уровня за счет талых вод. Уровень моря значительно повысился в позднеледниковое время, а континент еще не начал интенсивно подниматься из-за снятия ледниковой нагрузки, поэтому произошло глубокое внедрение моря в пределы суши. Но затем поднятие континента стало преобладать над трансгрессией моря, и его береговая линия начала отступать. Процесс гляциоизостатического поднятия здесь длится уже более 10000 лет, что фиксируется графиками относительного пере-

¹ Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета (АФ МГТУ), Апатиты, Россия

² Геологический институт Кольского научного центра (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

мещения береговой линии Кандалакшского залива, построенными на основании изучения и датирования разрезов донных отложений озер.

В целом, при изучении донных отложений озер, расположенных на побережье, можно встретить пять типов фаций, которые отражают различия в условиях осадконакопления [1].

1. *Осадки фации позднеледникового приледникового озера (I)* обычно представлены неслоистой глиной, или неясно слоистой алевритистой глиной или ленточной глиной.

2. *Осадки фации переходной зоны от пресноводных к морским условиям седиментации (II)* представлены переслаиванием песка или алеврита с органическим материалом (содержание органики достигает 60 %) и чистого алеврита или песка. Иногда интервалы с органическим материалом полностью представлены разложившейся органикой. Мощность слоев с органикой колеблется от 0.5 до 1.5 см. В верхних частях интервалов разреза, соответствующих этой фации, встречаются единичные обломки раковин.

3. *Осадки фации, соответствующей морским условиям (III)* представлены как минеральным, так и органическим материалом. Минеральные осадки – это алеврит и песок разномзернистые. Органические осадки – это слои раковин, а также отдельные раковины и их фрагменты, распространенные в алеврито-песчаных осадках.

4. *Осадки фации переходной зоны от морских к озерным отложениям (IV)* в разрезах значительно различаются по мощности и литологически. В некоторых разрезах переходная зона отсутствует. Наиболее характерными для переходной зоны являются осадки серого или коричневого цвета различных оттенков, представленные переслаиванием гиттии и алеврита, а также градиционнослоистой, неслоистой, неяснослоистой гиттией или алевритистой гиттией.

5. *Осадки фации пресноводного озера (V)* обычно представлены черной, темно-коричневой гиттией. В некоторых разрезах в верхних частях гиттии присутствуют неразложившиеся растительные остатки или гиттия сменяется торфом.

В 2008 г. проведено бурение 11 озер в районе пос. Энгозеро, расположенных на абсолютных отметках от 5.7 до 72.6 м над уровнем моря. В результате работ было выявлено, что в озерной котловине 3, расположенной на абсолютной отметке 31 м над уровнем моря, разрез вскрыл озерные осадки (фация V), переходную зону (фация IV) от морских к пресноводным осадкам и морские осадки (фация III). Переходная зона четко проявлена в интервале абсолютных высот 26.15–26.35 м, окончательно определить ее интервал станет возможным после проведения диатомового анализа. В озере 4, с абсолютной отметкой 56 м над уров-

нем моря, выявлена последовательность фаций III–IV–V, переходная зона проявлена в интервале абсолютных высот 52.46–52.56 м. Изучение осадков озерной котловины 5, расположенной на высоте 45 м над уровнем моря, выявило следующую последовательность фаций III – IV – V. Переходная зона находится в интервале абсолютных высот 39.57–39.66 м.

В озерной котловине 6 с абсолютной отметкой 6 м над уровнем моря бурением вскрыты морские (фация III), осадки переходной зоны (фация IV), озерные осадки (фация V). При описании керна из озера 7 с абсолютной отметкой 23 м над уровнем моря была выявлена следующая последовательность фаций III – IV – V, переходная зона расположена в интервале абсолютных высот 18.66–18.88 м. В озере 8 с абсолютной отметкой 57 м над уровнем моря бурением вскрыта следующая последовательность осадков: морские (фация III), осадки переходной зоны (фация IV) (зона расположена в интервале абсолютных высот 50.22–50.33 м), пресноводные озерные осадки (фация V).

В озере 10 с абсолютной отметкой 14 м над уровнем моря обнаружены морские (фация III) и озерные отложения (фация V). Переходная зона четко не обнаружена, о ее точном расположении можно будет сказать после проведения диатомового анализа. В озере 11 с абсолютной отметкой 5.7 м над уровнем моря залегают морские (фация III) и современные озерные отложения (фация V). Переходная зона, так же как и в предыдущем озере, четко не обнаружена, о ее точном расположении можно будет сказать после проведения диатомового анализа. Во всех вышеописанных озерах отмечены морские отложения, что свидетельствует о том, что на территории этих озер в то или иное время на определенной высоте было море. При дальнейшем гляциоизостатическом поднятии территории эти депрессии отчленились от моря, и в них уже происходило накопление пресноводных осадков. Установив в донном осадке озера переходную зону между морскими и пресноводными седиментами, датировав ее радиоуглеродным методом, а также определив высотное положение порога стока из озера, можно достаточно точно установить положение уровня моря в конкретное время.

В керне озерной котловины 1, расположенной на абсолютной отметке 55 м, установлены только озерные органические отложения, сапропели (гиттия) (фация V), которые залегают на мореных отложениях. Также в озере 2 с абсолютной отметкой 14.6 м над уровнем моря переходная зона визуально не была обнаружена. Бурением вскрыты осадки фации V. Для озер 1 и 2 последовательность таких фаций может быть связана с тем, что во время трансгрессии моря эти области были покрыты остаточными линзами льда и морские осадки здесь не откладывались.

В озерной котловине 9 с абсолютной отметкой 72.6 м над уровнем моря залегают лишь озерные отложения. По этим данным можно предположить, что верхняя морская граница для данного района исследования располагается на высоте от 57 м до 72.6 м над уровнем моря.

В настоящее время радиоуглеродным методом определяются возраст отложений переходных зон. После радиоуглеродного датирования появится возможность построить кривую относительного перемещения береговой линии Кандалакшского залива для района поселка Энгозеро, которая станет учитываться при построении графика изобаз для северо-востока Балтийского щита.

В районе Кандалакшского залива в голоцене на фоне гляциоизостатического поднятия проявляются и собственно тектонические движения, причем нисходящие. Нисходящие тектонические движения здесь связаны с эндогенной активностью такой геологической структуры, как Кандалакшский грабен. Предполагается, что Кольский полуостров и часть Карелии поднимаются куполообразно. Но, по ранее полученным данным [1], изобазы в районе Кандалакшского залива изгибаются и не секут Карельское побережье Белого моря, а идут вдоль него. Это и может служить обоснованием того, что на данной территории действует как гляциоизостатическая, так и тектоническая составляющая перемещения территории.

Литература

1. Колька В.В., Евзеров В.Я., Меллер Я.Й., Корнер Д.Д. Последлениковские гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 15–25.

М.Д. Томшин¹, А.В. Округин¹

Проявления высокотитанистых долеритов в дайковых поясах базитов Северо-Азиатского кратона как индикатор связи с кимберлитобразованием

На Сибирской платформе широко развиты рои базитовых даек разных возрастов [1, 2, 4, 5,]. Формирование позднедокембрийских и среднепалеозойских дайковых поясов связано с заложением ветвей 3-луче-

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

вых рифтовых систем [3], а пермско-триасовые рои даек – сопряжены с трапповыми извержениями. Базитовые рои даек сложены долеритами толеитового и субщелочного рядов, реже трахидолеритами. При детальном минералого-геохимическом изучении базитовых тел по протяженности и поперечному сечению дайковых поясов нами была установлена закономерность повышения TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , РЗЭ в базитах (дайках и силлах), расположенных в пределах кимберлитовых полей (таблица).

В пределах Якутской кимберлитовой провинции кимберлитовый магматизм в фанерозое всегда тесно связан в пространственном и временном отношении с среднепалеозойскими и пермско-триасовыми базитовыми магматитами. Такие пространственно-временная и локальная геохимические зависимости базитов, занимающих огромные площади с относительно небольшими кимберлитовыми полями, очевидно могут быть использованы в качестве прогнозных признаков (рис. 1). Проблема взаимоотношения и последовательности формирования кимберлитов, базитов и иных платформенных магматитов в целом остается нерешенной. В связи с этим, данную закономерность сопряженности повышения титанистости (наряду с K_2O , P_2O_5 и РЗЭ) долеритов в локальных участках кимберлитовых полей в обширных пределах дайковых поясов авторы предлагают рассматривать в свете глубинной парагенетической связи базитового и кимберлитового магматизма, обусловленной глубинно-мантийными процессами плюмовой тектоники.

В Накынском кимберлитовом поле установлена ассоциация магматических пород, включающая кимберлиты, базиты нормального и щелочного рядов, и взрывные брекчии. Их становление происходило в девон-карбоновое время. Магматическая деятельность в районе началась с внедрения базитов нормального ряда. Затем происходило формирование кимберлитов. В посткимберлитовое время возникли щелочные базиты и взрывные брекчии основного состава. Изотопными исследованиями установлено, что базиты щелочного типа Накынского кимберлитового поля нельзя рассматривать как производные щелочной оливин-базальтовой магмы.

При исследовании базитов Накынского кимберлитового поля среди многообразия установленных здесь основных пород была выделена группа высокотитанистых базитов. В этой группе пород количество окиси титана увеличивается в два раза по сравнению с типичным (2.3–2.5 вес.% TiO_2) его содержанием в базитах, располагающихся за пределами контуров Накынского кимберлитового поля. Установлено, что в других районах (Мирнинское и Куойкское кимберлитовые поля), где базитовая и кимберлитовая магматические деятельности сопряжены в пространстве и во времени, в базитах количество TiO_2 также увеличивается

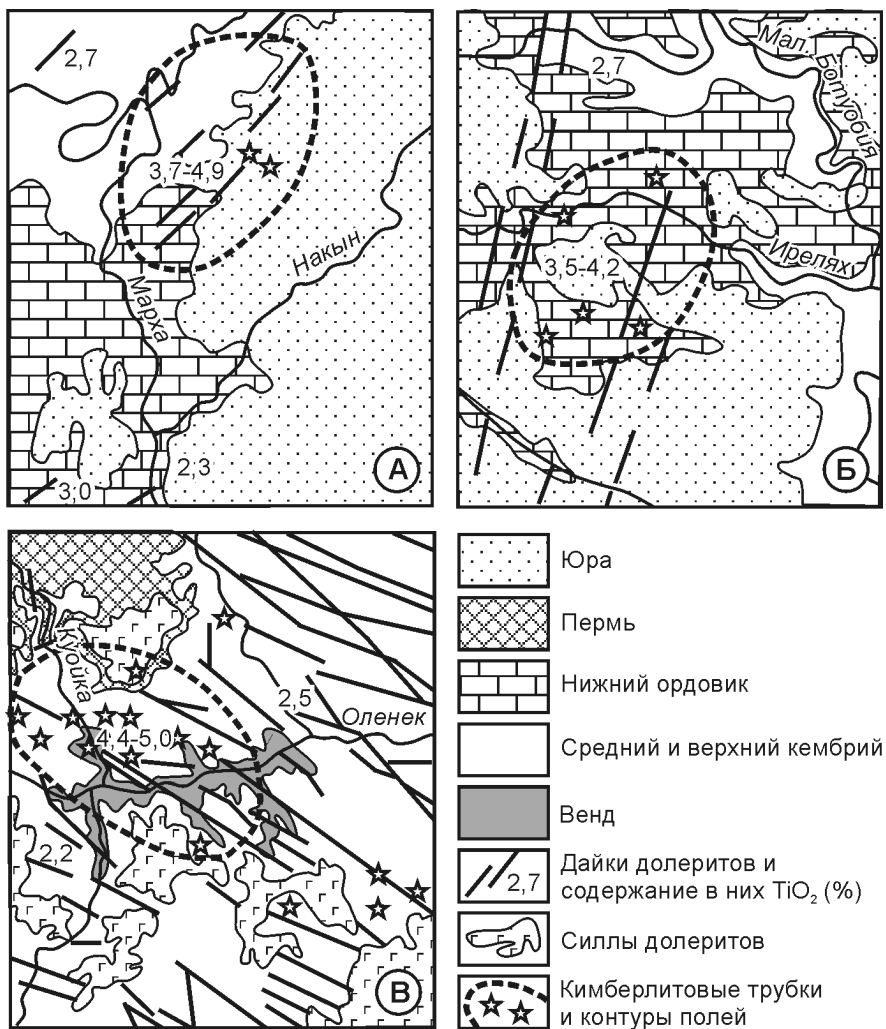


Рис. 1. Зависимость содержания TiO_2 в долеритах в зонах развития Накынского (А), Мало-Ботубинского (Б) и Куойкского (В) кимберлитовых полей

на 1.0–2.5 %. Наряду с титаном в базитах, ассоциирующих с кимберлитами Накынского поля, увеличивается доля P_2O_5 , K_2O , Zr , Nb , Y , Ta , Hf , а также Rb , Th , U , Ba , Sr и РЗЭ (рис. 2).

Также показано, что раннетриасовые базитовые дайки, развитые в пределах Хараулахского антиклинория – северной части Верхоянского

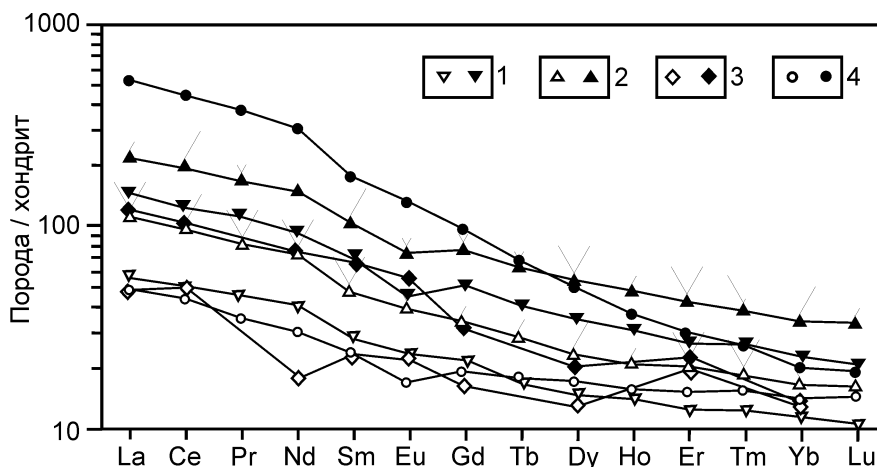


Рис. 2. Распределение РЗЭ в долеритах нормированное к составу хондрита
 1 – типичные (незалитые) и высокотитанистые (залитые значки) долериты в зоне развития Накынского кимберлитового поля; 2 – то же в пределах Куойкского кимберлитового поля; 3 – низко- и высокотитанистые долериты Харулахского антиклинория; 4 – долериты и трахидолериты Эбехаинского дайкового комплекса

складчато-надвигового пояса – погруженной восточной окраины Северо-Азиатского кратона, представлены двумя группами долеритов толеит-базальтового состава. Первая группа долеритов по химизму близка доминирующим на Сибирской платформе пермо-триасовым низкокальциевым покровным толеитам трапповой формации, а вторая группа долеритов характеризуется повышенным содержанием TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Ba, Sr, Nb, Zr и легких РЗЭ, содержание которых в 2–3 раза превышает содержание этих элементов в породах первой группы. Эти данные особенно актуальны с точки зрения установления фактов о возможной потенциальной алмазности триасовых отложений нижнего течения р. Лены.

Вышерассмотренные высокотитанистые долериты по своим геохимическим особенностям приближаются к трахидолеритам, развитым в рифтогенных структурах в краевых частях Сибирской платформы. Однако трахидолериты отличаются однородностью по всему дайковому поясу [2], более резким повышением содержаний TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , легких РЗЭ и некоторым снижением магнезиальности пород относительно ассоциирующих с ними долеритов (см. таблицу).

Делается предположение, что увеличение в платформенных базитах, располагающихся внутри кимберлитовых полей, титана, фосфора, калия, а также Ba, Sr, Zr, Nb, Th, U, Y и РЗЭ связано с парагенетическими

Химический состав долеритов, мас. %

Ком-по-ненты	Накынское ким-берлитовое поле		Куойкское ким-берлитовое поле		Хараулахский антиклинорий		Эбехаинский дайковый пояс	
	1*	2*	1*	2*	1	2	1	3
SiO ₂	48.15	46.47	48.28	48.55	48.28	46.75	47.03	43.75
TiO ₂	2.34	4.83	3.22	4.16	2.38	4.87	1.47	5.98
Al ₂ O ₃	14.60	13.24	13.19	12.22	14.15	12.59	14.97	11.20
Fe ₂ O ₃	4.34	4.86	5.04	4.59	4.08	3.92	2.32	5.68
FeO	8.89	9.26	9.84	11.31	10.30	10.03	10.70	8.48
MnO	0.16	0.14	0.22	0.17	0.21	0.17	0.20	0.18
MgO	5.77	6.34	5.39	4.72	5.68	5.59	7.22	5.34
CaO	9.03	7.66	10.17	8.54	6.13	7.51	11.33	9.30
Na ₂ O	2.63	2.21	2.43	2.34	2.08	1.63	2.27	2.89
K ₂ O	1.29	1.83	0.53	1.12	0.19	0.84	0.66	2.37
P ₂ O ₅	0.29	0.59	0.31	0.84	0.27	0.53	0.18	1.13
H ₂ O ⁺	0.97	2.08	2.06	1.62	4.55	3.55	1.54	3.55
CO ₂	0.71	0.17	-	-	1.47	2.22	-	-
S _{общ}	0.30	0.11	-	-	0.22	0.17	-	-
F	0.11	0.12	-	-	0.04	0.09	-	-
Сумма	99.58	99.91	100.68	100.18	100.00	100.46	99.89	99.85
<i>n</i>	37	29	9	12	9	6	19	38

Примечание: 1* – типичные долериты дайковых поясов, 2* – высокотитанистые долериты в пределах кимберлитовых полей, 1 – долериты, 2 – высокотитанистые долериты, 3 – трахидолериты.

процессами формирования базитовых и кимберлитовых магм в ходе эволюции глубинно-мантийных плюмообразующих потоков.

Литература

1. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенова и М.И. Кузьмина. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
2. Томшин М.Д., Округин А.В., Савинов В.Т., Шахотко Л.И. Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. № 9. С. 1475–1483.
3. Шунит Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 139 с.
4. Okrugin A.V., Oleinikov B.V., Savvinov V.T., Tomshin M.D. Late precambrian dyke swarms of the Anabar massif, Siberian Platform // Mafic dykes and emplacement mechanisms / Ed. A.J.Parker, P.C.Rickwood, D.H.Tucker. Rotterdam: Balkema, 1990. P. 529–534.

5. *Shpount B.R., Oleinikov B.V.* A comparison of mafic dyke swarms from the Siberian and Russian platforms // *Mafic Dyke Swarms*. Geol. Assoc. Canada, 1987. P.379–383.

В.В. Травин¹, Н.Е. Козлова²

Особенности структуры и условия образования раннепротерозойских даек базитов (данные изучения даек центральной части Беломорского подвижного пояса)

Изучение раннепротерозойских даек базитов района с. Гридино (Западное Беломорье, центральная часть Беломорского подвижного пояса) показало, что они характеризуются разнообразием структурных форм, различием соотношений с вмещающими гнейсогранитами и степени метаморфических преобразований пород [3–6].

В районе, где преобладают полосчатые гнейсограниты, многочисленны позднеархейские и раннепротерозойские дайки пород основного состава [1]. Значительная часть раннепротерозойских даек принадлежит комплексам лерцолитов-габброноритов (около 2.4 млрд лет, [8]) и коронитовых габбро (около 2.1 млрд лет [2]).

Недеформированные дайки субвертикальны, как правило, субмеридионального или северо-западного простирания, имеют мощность от первых сантиметров до первых десятков метров, нормальные интрузивные апофизы и контакты простой формы, секущие мигматитовую полосчатость вмещающих гнейсогранитов. Породы недеформированных даек комплекса лерцолитов-габброноритов сохраняют магматические структуры, и минералы комплекса коронитовых габбро полностью перекристаллизованы с утратой магматических структур.

Деформированные дайки резко различаются по стилю деформаций. Среди них отмечаются дайки с раздувами и пережимами, волнообразными и пламевидными формами контактов, дайки, смятые в складки различной формы. Для деформированных даек обычно согласное контактам положение полосчатости вмещающих гнейсогранитов.

На о-ве Избная Луда в одной крупной неравномерно деформированной дайке комплекса лерцолитов-габброноритов, локализованной в зоне

¹ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия

² Геологический институт Кольского научного центра (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

сдвига, сохраняются не только зона закалки и массивная текстура, но и магматические структуры пород [6].

Зависимости стили деформаций даек от их возраста не установлено. Например, обычные для деформированных даек комплекса лерцолитов–габброноритов волнообразные и пламевидные контакты свойственны и дайкам комплекса коронитовых габбро.

Особенности строения многих деформированных даек района можно объяснить как результат синметаморфического и синдеформационного внедрения в гнейсограниты. Хотя метаморфические условия способствуют повышению пластичности пород, они не «запрещают» возможности проявления хрупких деформаций, поскольку деформации при метаморфизме происходят в твердом состоянии; при относительно малых напряжениях породы испытывают ползучесть, при достижении предела прочности происходит образование хрупких разрывов. Согласно нашим представлениям о циклической смене пластических и хрупких деформаций [7], в условиях высокотемпературного метаморфизма на фоне пластических деформаций гнейсогранитов происходило образование разрывов, в которые внедрялись дайки базитов. Волнообразная форма контактов даек с гнейсогранитами (признак малого контраста компетентности пород даек и гнейсогранитов [9]) и факты сохранения магматических структур в породах деформированных даек свидетельствуют о деформациях вязкого расплава базитов еще до полной его кристаллизации [6].

Структурное разнообразие раннепротерозойских даек района очевидно связано с их внедрением в гнейсограниты, испытывавшие неоднородные деформации в условиях высокотемпературного метаморфизма.

Литература

1. Степанов В.С., Степанова А.В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (путеводитель и материалы конференции). Петрозаводск: Кар. НИЦ РАН, 2005. С. 285–288.

2. Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикина Е.В., Степанов В.С., Слабунов А.И. Раннепротерозойский (2.1 млрд лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.

3. Травин В.В. Формирование разрывов в условиях высокотемпературного регионального метаморфизма на примере малых структурных форм Западного Беломорья // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 237–238. (Мат-лы XXXVI Тектонич. совещ. Т. 2.)

4. Травин В.В. Структурные особенности базитовых даек района села Гридино, Центральная часть Беломорского подвижного пояса // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. Материалы Междунар. конф. Иркутск: ИрГТУ, 2007. С. 94–98.

5. Травин В.В., Докукина К.А. Особенности деформаций Беломорского подвижного пояса по данным изучения базитов района с.Гридино (Западное Беломорье) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. С.281–283. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ. Т. 2).

6. Травин В.В., Козлова Н.Е., Степанов В.С. Деформации и метаморфические преобразования даек комплекса лерцолитов–габброноритов о-ва Избная Луда (Западное Беломорье) // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Материалы междунар. (X всерос.) петрографич. совещ. «Петрография XXI в.» (г. Апатиты, 20–22 июня 2005 г.). Апатиты: КНЦ РАН, 2005. Т. 3. С.262–264.

7. Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А. Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 40–49.

8. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 503–522.

9. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and fractures. London: Acad. Press. P. 309–700.

А.И. Трегуб¹, Р.А. Орлов¹

Сейсмические шумы и неотектоника юго-востока Воронежской антеклизы

Известно, что параметры сейсмических шумов тесно связаны со структурными параметрами среды, ее состоянием [3, 5]. В результате исследований получены данные о характеристике сейсмического шума в 125 пунктах наблюдения, расположенных в юго-восточной части Воронежской антеклизы на площади более 75 тыс. км².

Измерения шума на полевых пунктах проводились станциями PDAS с датчиками СМЗ-ОС и СМЗ-КВ. Из всего многообразия шумов были выбраны наиболее устойчивые к временным вариациям и мало зависящие от техногенных помех сейсмические колебания в диапазоне частот 0.7–1.4 Гц.

Допуская, что микросейсмы в диапазоне частот 0.03–1.3 Гц в основном представлены волнами Релея, можно оценить мощность слоя, контролирующего результирующее амплитудное распределение [5]. При средней скорости поверхностных волн в кристаллическом фундаменте изученной территории около 3 км/с, мощность слоя оценивается вели-

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

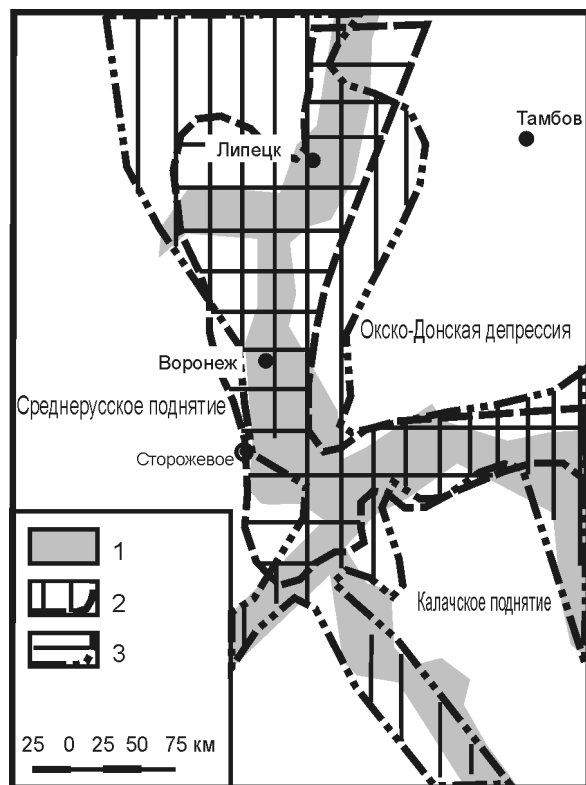


Рис. Соотношение элементов неотектоники и параметров сейсмического шума.

1 – области повышенной проницаемости пород вдоль границ крупных новейших структур; 2–3 – зоны повышенных значений составляющих сейсмического шума: 2 – вертикальной, 3 –горизонтальной

чиной 1.2 км. Учитывая, что мощность осадочного слоя в характеризуемой части антеклизы в среднем 0.3 км, можно допустить, что основной вклад в формирование параметров шума в указанном диапазоне частот принадлежит кристаллическому фундаменту.

Характеристика сейсмического шума получена по горизонтальной и вертикальной составляющим колебаний в относительных единицах, в качестве которых было принято отношение измеренных значений в каждом из пунктов к значению в базовой точке, расположенной в с. Сторожевом (рисунок).

Район исследований расположен на стыке трех крупных неотектонических структур: Среднерусского и Калачского поднятий и Окско-Дон-

ской депрессии [1, 4]. Внутри них выделены элементы более высоких порядков. В генетическом отношении они могут быть отнесены к структурам штампового типа, образующимся в осадочном чехле вследствие сводово-глыбовых движений фундамента. Границы штамповых структур, которые сопоставляются с зонами разломов в кристаллическом основании, в осадочном чехле представлены областями динамического влияния этих разломов (надразломными парагенезами дизъюнктивных и пликвативных нарушений, образующими области повышенной проницаемости, разуплотнения пород [2, 4]). В пределах исследованной территории непосредственно в неоген-четвертичном структурно-вещественном комплексе эти области выражены пологими флексурами, линейными прогибами, часто осложняющимися локальными структурами. В осадочном чехле им соответствуют зоны повышенной проницаемости пород. Для неотектоники территории отмечается тесная связь приповерхностной структуры (структуры неоген-четвертичного структурно-вещественного комплекса) со структурами осадочного чехла в целом и блоковой структурой кристаллического основания [2, 4].

Сопоставляя распределение шума с данными по неотектонике (см. рисунок), необходимо отметить, что серия прогибов, расположенных между Окско-Донской депрессией и Среднерусским поднятием, Среднерусским и Калачским поднятиями, а также между Окско-Донской депрессией и Калачским поднятием характеризуются резким повышением уровня горизонтальной и вертикальной составляющих сейсмического шума относительно базового пункта Сторожевое в 1.5–2 раза.

Очевидно, что плотностные и скоростные свойства пород, от которых зависит амплитуда микросейсмических колебаний, различны не только в осадочном чехле, но и в фундаменте. Различие в свойствах геологической среды, таким образом, можно объяснить повышенной раздробленностью (проницаемостью, разуплотнением) пород. Выделенные в осадочном чехле зоны повышенной проницаемости пород в целом тяготеют к границам мегаблоков фундамента – Хоперского, сложенного в основном породами воронцовской серии нижнего протерозоя, и мегаблока КМА, сформированного архейскими и раннепротерозойскими образованиями.

Таким образом, можно отметить, что предложенная методика в комплексе с другими геолого-геофизическими методами изучения платформенных структур имеет перспективы практического применения, в частности, для выделения зон разломов в фундаменте и областей их динамического влияния в осадочном чехле.

Литература

1. *Раскатов Г.И.* Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1969. 164 с.
2. *Раскатов Г. И.* Прогнозирование тектонических структур фундамента и чехла древних платформ и форм погребенного рельефа средствами геолого-геоморфологического анализа (на примере Воронежской антеклизы). Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1972. 108 с.
3. *Сафронич И.Н., Надежка Л.И.* Некоторые особенности микросейсмического процесса в пределах региональных структурно-тектонических элементов Воронежского кристаллического массива // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 5. С. 689–692.
4. *Трегуб А.И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2002. 220 с. (Тр. НИИ геологии Воронежского госуниверситета; Вып. 9).
5. *Хаврошкин О.Б.* Некоторые проблемы нелинейной сейсмологии М.: ОИФЗ РАН, 1999. 286 с.

В.Г. Трифонов¹, Т.П. Иванова², Д.М. Бачманов¹

Горообразование в новейшей геодинамике Альпийско-Гималайского пояса

В концепции плейт-тектоники горообразование считается изостатической реакцией на обусловленное коллизийным сжатием утолщение относительно легкой земной коры. В предлагаемом докладе на примере Альпийско-Гималайского орогенического пояса от Карпат и Восточного Средиземноморья до Гималаев и Центральной Азии показано, что помимо этого фактора новейшее (олигоцен-четвертичное) горообразование обусловлено воздействием на литосферу активной астеносферы, с чем связаны также мантийные землетрясения вне областей современной субдукции и некоторые особенности вулканизма.

К концу эоцена территория будущего орогенического пояса представляла собой слабо консолидированное сочетание микроплит с сутурами и другими проявлениями коллизии Евразии и плит гондванского ядра. На западе они в значительной мере были перекрыты мелководными морями. На таком гетерогенном фоне выделялись впадины с утоненной (субокеанической) корой – реликты Неотетиса и задуговых бассейнов на его северной активной окраине. В олигоцене и миоцене произошли закрытие указанных впадин и неравномерное деформационное

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт динамики геосфер (ИДГ) РАН, Москва, Россия

утолщение земной коры, в которое были вовлечены края плит, обрамлявших пояс. Выделяются три стадии этого процесса, в течение которых гондванские плиты двигались в северных румбах, но с отклонениями: в первую стадию (олигоцен – ранний миоцен) – на ССЗ; во вторую стадию (конец раннего миоцена – средний миоцен) – на СВ и в третью стадию (поздний миоцен) – вновь на ССЗ или субмеридионально. В соответствии с этим изменялось направление сжатия пояса и происходили поперечное укорочение его зон и закрытие остаточных бассейнов разных простираний.

В результате деформаций трех указанных стадий возникали выраженные в рельефе поднятия. Судя по тонкообломочности сносимого с них материала и реконструкциям ярусности рельефа, они за редкими исключениями были не выше среднегорных. Расчеты высоты изостатических поднятий из-за утолщения коры в результате поперечного укорочения, сделанные Е.В. Артюшковым для Центрального Тянь-Шаня, оказались соизмеримыми с геолого-геоморфологическими данными. Иначе говоря, сжатие коры на этих стадиях было единственным фактором формирования рельефа. Для Большого Кавказа и Восточных Карпат расчеты указали на возможность большего изостатического поднятия, которого реально не произошло. В Восточных Карпатах, как показал Е.В. Артюшков, это было связано с уплотнением низов коры, компенсировавшим эффект ее утолщения. То же, по мнению Ф.Л. Яковлева, могло иметь место на Большом Кавказе.

Деформации коровых масс, сопровождавшиеся интенсивным метаморфизмом и коровым магматизмом, привели к консолидации земной коры пояса, подготовив четвертую стадию его развития (плиоцен–квартер). Консолидация коры выразилась в том, что продолжавшееся субмеридиональное сокращение пояса осуществлялось преимущественно сдвиговыми перемещениями блоков, крупные гранитные массивы этого возраста отсутствуют, а вулканизм локализовался в ограниченных зонах, нередко связанных со сдвигами. Главная особенность четвертой стадии – интенсивное поднятие в последние 5–2 млн лет, проявившееся в большинстве горных систем пояса. Усиление горообразования не везде сопровождалось усилением сжатия, а там, где сопровождалось, как на Центральном Тянь-Шане, Памире и Гималаях, обеспечило лишь 10–50% поднятия территории.

Под Центральным Тянь-Шанем гравиметрическими и сейсмологическими исследованиями М.Е. Артемьева, М.К. Кабана, Ф.Н. Юдахина, Л.П. Винника и других исследователей выявлено разуплотнение верхов мантии на $\geq 1 \text{ г/см}^3$, причем под горными хребтами разуплотненная мантия подходит почти вплотную к современной поверхности Мохоровичича. По расчетам Е.В. Артюшкова, это могло обеспечить не менее 1.1 км

и до 1.5–2 км подъема земной поверхности. Вместе с тем, современная мощность земной коры региона варьирует от 40–52 км под впадинами до 52–64 км под хребтами, что превышает расчетное утолщение коры из-за неотектонического сжатия (до ~47–49 км). Превышение могло быть обусловлено приращением коры за счет палеоокеанских метабазитов, близких по плотности к мантии, которые в плиоцене–квартере испытали ретроградный метаморфизм и, разуплотнившись, обеспечили дополнительное изостатическое поднятие поверхности. Разуплотнение верхов мантии или понижение скоростей сейсмических волн, интерпретируемое как проявление такого разуплотнения, зафиксированы под Памир-Гиндукуш-Каракорумом, значительной частью Тибета, Малым Кавказом, Карпатами и Альпами. Утолщение коры за счет разуплотнения метабазитов, широко развитых в орогеническом поясе, также представляется распространенным явлением.

Размягчение литосферы, обусловившее интенсивные деформации и смещения на ранних стадиях развития пояса, а также образование внутрилитосферных, в том числе внутрикоровых магматических очагов, проявившихся вулканизмом, а на востоке пояса – обширным гранитообразованием, обусловлено, по Е.В. Артюшкову и Ф.А. Летникову, термофлюидным воздействием астеносферы на литосферу. Деформации и смещения концентрировались на границах тектонических зон и субгоризонтальных поверхностях наибольшего градиента физических свойств, что привело к тектоническому расслоению литосферы и крупномасштабным латеральным перемещениям. К плиоцену–квартеру эти процессы консолидировали ранее гетерогенную кору и под ее слабопроницаемой покрывкой началось частичное замещение деструктурированной и отслоенной литосферной мантии менее плотной и более горячей астеносферой. Она воздействовала и на объемы метабазитов, плотность которых была ниже «астенизированной» мантии, вызвав их ретроградный метаморфизм (типа серпентинизации ультрабазитов и амфиболитизации гранулитов), разуплотнение и дополнительное поднятие поверхности. Таким образом, важнейшими факторами интенсивных поднятий в плиоцен–квартере были термофлюидная эрозия литосферной мантии астеносферой и ее воздействие на подкоровые высокобарические метабазиты, приведшее к их разуплотнению.

С плиоцен–четвертичными процессами в верхах мантии связаны и мантийные землетрясения вне областей современной субдукции. Они есть в Загросе, Среднем Каспии и Эгейском регионе, но наиболее полно представлены в мегаочаге Вранча и Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоне, где 90% землетрясений приходится на Гиндукушский мегаочаг. Оба мегаочага образуют вертикально вытянутые объемы мантии глубиной до 170 км (Вранча) и 270–300 км (Гиндукуш). В обеих областях присутству-

ют реликты палеоокеанской коры, которые были тектонически перекрыты верхнекоровыми массами (Юго-Западного и отчасти Северного Памира в Гиндукуше и Внешней зоны Карпат во Вранча) и могли уплотниться, испытав высокотемпературный метаморфизм. Плиоцен-четвертичная «астенизация» верхов мантии вызвала погружение этих плотных слэбов. Их деформация, связанная с фазовыми переходами, привела к образованию ослабленных зон, подвижки по которым проявляются землетрясениями.

Новые данные об олигоцен-четвертичных базальтах южного фланга пояса в Сирии и соседних областях показывают, что этот вулканизм, очаги которого по петрохимическим данным находились в верхней мантии, а проявления связаны с тектонической эволюцией региона, охватил широкую субмеридиональную полосу на западе Аравийской плиты и развивался унаследованно длительное время (до 25 млн лет на нагорье Джебель-Араб) без какого-либо направленного смещения. Поскольку за новейший этап Аравийская плита сместилась к северу более, чем на 100 км, это означает, что очаги располагались в низах литосферы. Вместе с тем, длительность их функционирования указывает на «подпитку» очагов энергией и веществом астеносферы. А.В.Ершов и А.М.Никишин рассматривают ее как астеносферный поток от Эфиопско-Афарского суперплюма. Поток эродировал и деформировал подошву литосферы, создавая в ней участки декомпрессии, а севернее, в пределах орогенического пояса, инициировал образование очагов вблизи границы коры и мантии. Дискретное течение потока фиксируется распространением вулканизма, который начался в Эфиопии в эоцене, на северном крыле Красноморского рифта – в олигоцене, в более северных частях Аравийской плиты – в позднем олигоцене – раннем миоцене, во внутренних зонах пояса – в миоцене и на Большом Кавказе – в позднем миоцене.

Таким образом, в Альпийско-Гималайском орогеническом поясе выявляется ряд геодинамических процессов, обусловленных сочетанием плейт-тектоники с воздействием потоков активной астеносферы на литосферу. Активность астеносферы пояса обусловлена, по нашему мнению, тем, что она представляет собой энергонасыщенную астеносферу Неотетиса, течение которой в северных румбах приводило к закрытию остаточных впадин и сближению гондванских плит с Евразией. Коллизия замедлила сближение, но океанская астеносфера продолжала прежнее движение и достигла северных границ пояса. Именно эта активная астеносфера сначала оказывала флюидно-термическое воздействие на слабо консолидированную литосферу, способствуя ее деформации, а после консолидации земной коры стала частично замещать литосферную мантию, усилив горообразование. В миоцене ее дополнил астеносферный поток от Эфиопско-Афарского суперплюма.

При интенсивном плиоцен-четвертичном поднятии Большого Кавказа и южных зон Западного Тянь-Шаня разуплотнение верхов мантии под ними не установлено, а сжатие, производимое дугами Малого Кавказа и Памира, не могло вызвать поднятие удаленных от дуг частей этих горных сооружений. Большой Кавказ дольше других зон пояса был ограничен с юга прогибами с утоненной корой. Субдукция, приведшая к их закрытию, задержала проникновение под Кавказ потока активной астеносферы до среднего миоцена. Поэтому преобразования литосферной мантии не дошли здесь до стадии ее замещения астеносферным веществом, но под консолидированной корой Скифской плиты, слагающей Кавказ, оказались достаточными, чтобы вызвать разуплотнение подкоровых метабазитов, приведшее к поднятию поверхности. Для Западного Тянь-Шаня такой экран могла создавать субдукция на восточном продолжении Афгано-Таджикской депрессии.

С астеносферным течением, вероятно, связаны и особенности движения Анатолии. Считают, что оно обусловлено северным дрейфом Аравийской плиты. Но, по данным GPS измерений, скорость дрейфа Аравии относительно Евразии не превышает 15–18 мм/год, а западного дрейфа Анатолии достигает 25 мм/год. Такие соотношения существовали с плиоцена. Противоречие снимается, если допустить, что дрейф Анатолии определяется астеносферным потоком, который движется быстрее Аравийской плиты и создает в тылу Анатолии область декомпрессии, выраженную вулканизмом Армянского нагорья.

В.П. Трубицын¹

Численные модели прошлой и будущей эволюции мирового океана

Современное геологическое и морфологическое строение, а также тектоника крупнейших океанов Земли подробно исследованы и изложены в избранных трудах Ю.М. Пушаровского. С развитием компьютерных методов появляется возможность построения различных математических моделей эволюции Мирового океана. Поскольку компьютерное моделирование еще только развивается, то оно не может пока конкурировать с геологией и воспроизводить детальные структуры. Пока оно может оказать помощь лишь в изучении общей схемы прошлой и возможной буду-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

щей эволюции океанов. При этом компьютерные модели позволяют выяснить, при каких параметрах и исходных условиях происходила или будет происходить данная эволюция, совместимая с общими законами физики.

1. Механизм и результаты моделирования раскола литосферы на отдельные плиты. Долгое время оставался непонятным механизм изгиба жесткой литосферной плиты в зоне субдукции и ее погружения в мантию. Обычная каменная плита раскалывается при изгибе ее уже на углы в несколько градусов. Прямые измерения вещества при высоких давлениях показали, что при быстром нарастании изгибающего напряжения плита действительно раскалывается. Но если напряжение нарастает очень медленно, то в плите к месту изгиба начинают диффундировать дислокации, и вещество как бы размягчается, т.е. в этом месте резко локально понижается его эффективная вязкость. Скорость океанических плит на Земле не больше 10 см/год, поэтому дислокации успевают размягчить вещество плиты, и она может изгибаться без разрыва в зонах субдукции. Полученные результаты численного моделирования показывают, как при учете зависимости вязкости от напряжения холодная сплошная литосфера разбивается восходящими и нисходящими мантийными потоками на отдельные плиты и как со временем меняется число и размеры плит.

2. Глубина тектоносферы. В работах Ю.М. Пушаровского уже давно было показано, что поверхностные явления на Земле связаны с глубинными процессами вплоть до ядра. Однако до самого последнего времени в России и за рубежом широко обсуждались модели двухслойной конвекции, в которых поверхностные движения замыкаются в верхней мантии. Рассчитанные модели, использующие последние данные о свойствах вещества мантии, показывают, как литосферные плиты погружаются глубоко в мантию вплоть до ядра и как затем перемешивается их вещество.

3. Сравнительные модели эволюции Атлантического и Тихого океанов. В соответствии геологическими представлениями, компьютерные модели мантийной конвекции с литосферными плитами и плавающими континентами детально иллюстрируют весь процесс цикла Вильсона: раскол суперконтинента, раздвижение континентов, расширение дна океана с ростом океанических литосферных плит, примерзающих к континентам, затем откол плит от континентов и возникновение зон субдукции с последующей тенденцией к закрытию океана. При этом структуры океана на первой стадии раскрытия во многом даже количественно оказываются похожими на Атлантический океан, а на второй стадии – на Тихий океан, в частности по свойствам краевых морей и присоединения террейнов.

4. Возможные модели будущей эволюции Мирового океана. Использование суперкомпьютеров дало возможность рассчитать детальную модель мантийной конвекции с шестью плавающими континентами

и девятью наибольшими островами с высоким разрешением. В качестве начального условия было взято распределение температуры в мантии, пересчитанное из данных сейсмической томографии. На основании решения уравнения Стокса было найдено распределение скоростей мантийных течений во всей мантии, вызванных неравномерным нагревом мантии. Соответствие этих течений реальной Земле было проверено сравнением рассчитанных и измеренных геофизических полей: теплового потока, гравитационного поля и GPS скоростей поверхности. Степень их соответствия показывает точность и степень достоверности найденных скоростей течений в современной мантии.

Начальное положение и форма континентов и островов с большой детальностью были взяты по географическим картам. Решенные дифференциальных уравнений переноса вещества, энергии и количества движения показало будущую эволюцию течений внутри всей мантии и перемещения континентов с соответствующим перераспределением частей Мирового океана. Оказалось, что будущая эволюция мантии определяется в основном затягиванием (подобно вихревым воронкам) нисходящего мантийного потока, расположенного северо-восточнее Индонезии и под юго-западной окраиной Южной Америки. Благодаря этому Евразия движется на юго-восток (с вращением по часовой стрелке), Австралия навстречу, а Южная Америка движется к Антарктиде. При этом сами нисходящие мантийные потоки сближаются, что приводит к тенденции будущего образования нового суперконтинента в южном полушарии Земли. Соответственно происходит резкое увеличение площади Арктики.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №08-05-00386 и ОНЗ7.

Г.Т-Г. Турикешев¹, М.И. Давлетов²

**Современные вертикальные тектонические движения
на территории Южного Предуралья и влияние
их на отдельные элементы ландшафта**

Исследованиями современных вертикальных тектонических движений занимались А.П. Рождественский, Е.Ю. Журенко [4], Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева[1] и другие исследователи. На Европейскую часть России составлена карта современных вертикальных тектонических

¹ Башкирский государственный педагогический университет им. Акмуллы. Кафедра физической географии, экологии и природопользования, Уфа, Россия

² ООО «Акватор», Уфа, Россия

движений. Следует отметить, что составленные мелкомасштабные карты современных вертикальных тектонических движений не отражают полную картину современной тектоники в пределах изученной площади. Еще Л.Е. Сетунская [6] отмечала, что при составлении подобных карт производили уравнивание величин, полученных при геодезических измерениях, что сглаживает значение локальных скоростей перемещения в вертикальной плоскости геодезических знаков. Составленные карты дают только глобальную картину современных вертикальных движений в пределах больших площадей.

Однако для изучения современной тектоники и влияния ее на речную сеть, инженерные сооружения и другие участки современного ландшафта необходимо знать скорость перемещения одного участка местности относительно другого, который расположен рядом с первым. Глобальные поднятия или опускания больших территорий в течении одной человеческой жизни протекают незаметно, однако локальные перемещения небольших структур или блоков вызывают смещения речных русел, высыхание озер и болот, разрушают трубопроводы, фундаменты инженерных сооружений и т.д., такие явления хорошо известны как на территории России, так и за ее пределами.

Южное Предуралье представляет собой восточный склон Восточно-Европейской платформы. Ее тектоническое строение детально изучено. В целом исследуемая площадь имеет сложное блоковое строение. Ю.М. Петров называет такое строение «клавишным», где часть «клавишей» утоплена, а часть приподнята. Блоковое строение района детально описано в работах Ю.В. Казанцева, Т.Т. Казанцевой [1], А.Н. Светлаковой [5], Ю.М. Петрова [3] и других авторов. О перемещении блоков с различными скоростями впервые было изложено в работе А.П. Рождественского и Ю.Е.Журенко [4]. Они использовали данные повторных нивелировок I–II классов 1929–1943 гг. по линии Самара–Челябинск и установили, что блоки перемещаются в вертикальной плоскости с различными скоростями и направлениями. Одни блоки поднимаются, другие опускаются с такой же скоростью.

Авторы настоящей работы воспользовались результатами нивелировок по этой же трассе 1976–1996 гг. Определив скорости перемещения геодезических знаков, установили, что в Южном Предуралье происходит унаследованное движение земной коры. Смены знаков движений и изменения величин скоростей на большей части трассы не установлено. Имеется некоторое замедление, однако эти величины не превышают ошибки измерений. Установлены и отдельные аномальные явления. Так, согласно исследованиям А.П. Рождественского и Ю.П. Журенко [4], территория, где расположен г. Уфа поднимается со скоростью +2.9мм/год.

Наши исследования показали другую картину. Было взято четыре геодезических знака в разных районах города на железнодорожных станциях Дема, Уфа, Черниковка и Шакша. Результаты нивелировок показали следующие значения скоростей вертикальных движений: -0.2; -0.5; +0.1; -0.2 мм/год [7]. Такие явления можно объяснить тем, что город стоит на осадочных породах: глинах, карстующихся известняках, с прослоями гипсов и ангидритов. В городе за последние 10 лет возведено огромное количество высотных зданий. Они своим весом давят на подстилающие породы. Кроме этого, под городом тянутся десятки километров трубопроводов, которые несут как воду, так и агрессивные жидкости. Обрыв трубопроводов происходит практически ежедневно, и жидкости проникают в подземные пласты, делают их более рыхлыми. Известны случаи возникновения трещин и разрушения зданий. Однако систематических геодезических исследований на территории города не проводилось.

Второе anomальное явление отмечено в 9 км западнее г. Аша. В этом районе геодезический знак испытывает положительное вертикальное движение со скоростью 2 см/год. Этот район находится в зоне Уральских гор, где горные породы испытывают сжатие. Это требует специального обследования.

Вторая нивелирная трасса идет в южном направлении Дема–Оренбург. Нивелирование I и II класса было выполнено в 1976, 1996 г. Здесь anomальное явление было отмечено в районе г. Стерлитамак. Геоморфологический и геологический анализы показали, что район должен испытывать положительное вертикальное движение. Результаты повторных нивелировок показывают, что земная кора под г. Стерлитамак опускается со скоростью $-1.4 \div -1.8$ мм/год. В этом районе впервые была найдена башкирская нефть. Откачка углеводородного сырья вызвала прогибание земной поверхности. Линия нивелировок идет параллельно долине р. Белой в ее среднем течении. Анализ разновременных топографических карт и космических снимков показал, что в долине р. Белой расположены старые русла. Отдельные из них удалены от современного русла более чем на 5 км.

Для примера рассмотрим левобережье долины р. Белой между городами Салават и Стерлитамак. Примерно на середине этого участка расположено оз. Березовое (старое русло р. Белой), его абсолютная отметка 132.7 м. Оно удалено от реки на 4.2 км. Абсолютные отметки реки 128.6 м, перепад высот 4.1 м. Почему произошло смещение русла р. Белой в плановом и высотном направлениях? По данным геологических исследований, речные долины в тектоническом отношении представляют систему блоков, которые ограничены системой разломов субмеридианального и субширотного простираний [3]. Блоки имеют общий наклон в

сторону современного речного русла. В настоящее время русло рек занимает нижнюю часть блоков или проходит в зоне контактов двух блоков. Старые русла располагаются на наиболее приподнятой части блока. Следовательно, при наклонном подъеме блока русло постепенно скатывается на более низкий уровень. Возраст аллювия в старом русле 2000 лет [3]. Разность высотных отметок – 4.1 м. Следовательно, скорость перемещения наклонно расположенных блоков составляет 2 мм/год, что подтверждается данными повторных нивелировок. Геоморфологические исследования показывают, что блоки разнонаправленно перемещаются в вертикальной плоскости. Верхняя часть блока может подниматься, а нижняя опускаться или перемещается вверх, но с меньшей скоростью.

Блоковое строение имеет и долина р. Дема. Здесь также наблюдается миграция речного русла на более низкий высотный уровень. Общей закономерности в перемещении речных русел нет. Реки уходят и в правую и в левую сторону. Здесь полностью подтверждаются выводы А.П. Рождественского [4] о том, что формирование речных систем идет под определяющими направляющими действиями современных вертикальных тектонических движений. Силы Кариолиса играют подчиненное значение. Единственная общая закономерность – смещение речных русел на более низкий уровень. Перемещение речных русел на более низкий уровень привело к уменьшению заливаемых площадей во время половодья и паводков. Многие озера, расположенные в речной долине, остались вне зоны затопления. Озера не получили достаточного количества воды, стали постепенно заиливаться, зарастать влаголюбивой растительностью. Сокращались площади водного зеркала. Малые озера вне зоны затопления высохли полностью.

Со смещением речных русел на более низкий уровень происходит и понижение уровня грунтовых вод в речных долинах. Понижение грунтовых вод привело к смене растительности на склонах речных долин. Топографические карты съемок 1930–1942 гг. показывают, что склоны в долинах рек Белая, Дема, Чермасан, Кармасан, Уршак и др. были покрыты луговой растительностью. Топографические карты 1982–1984 гг. показывают, что на тех местах, где были луга, господствует ксерофитная степная растительность. Полевые обследования долин показывали, что и в настоящее время на склонах независимо от их крутизны и высоты преобладают степные растения. На высоких поймах и на надпойменных террасах наблюдается высыхание деревьев и кустарников.

На основании всего сказанного можно сделать выводы, что современные вертикальные движения являются одним из ведущих факторов в формировании современных ландшафтов Южного Предуралья.

Литература

1. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Структурная геология юго-востока Восточно-Европейской платформы // Уфа: изд-во Филим, 2001. 236 с.
2. *Немкова В.К., Климанов В.Н.* Характеристика климата Башкирского Предуралья в голоцене / Некоторые вопросы биостратиграфии, палеомагнетизма и тектоники Предуралья, Уфа: БФ АН СССР, 1968. С. 65–71.
3. *Петров Ю.М., Петренко А.Г., Полозков В.М. и др.* Отчет по объектам: Геологическое доизучение в масштабе 1:50000 Уфимской площади в пределах планшетов N-40-40-Г, N-40-41-А,Б,В, N-40-52-Б,В, N-40-53-А,Б,В,Г. Уфа: БГУ, 1978. 287 с.
4. *Рождественский А.П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Предуралья, М.: Наука. 1971. 303 с.
5. *Сетунская Л.Е.* Изучение современных движений земной коры // Природа. 1968, №3. С. 18–20.
6. *Светлакова А.Н.* Системы разломов земной коры на востоке Восточно-Европейской платформы и их связь с нефтегазоносностью региона. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. 147 с.
7. *Турикешев Г.Т.-Г., Донукалова Г.А.* О современных вертикальных тектонических движениях земной коры и их связи с хозяйственной деятельностью человека в пределах Южного Предуралья // Геология полезных ископаемых и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы VII межрег. научно-практич. конф. Уфа, 2008. С. 105–107.

М.И. Тучкова¹, А.В. Прокопьев²

Триасовые отложения пассивных окраин Сибири и Чукотки: структура, состав, источники сноса, обстановки осадконакопления

На Северо-Востоке Азии широко распространены палеозойско-мезозойские отложения, накапливавшиеся в геодинамической обстановке пассивной континентальной окраины [2–4]. Отложения верхоянского комплекса Яно-Колымской складчатой системы, имеющие раннекаменноугольный–раннемеловой (берриасский) возраст, образовались вдоль восточного края Сибирского континента. В Анюйско-Чукотской складчатой системе неизвестны отложения верхнего палеозоя, и терригенные отложения анюйской серии имеют триасовый возраст.

Началу формирования верхоянского комплекса предшествовали складчатые деформации, после которых произошла смена карбонатной

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия

седиментации терригенной [2]. Верхоянский комплекс включает песчано-сланцевую, алевролито-сланцевую и флишоидную ассоциации, общей мощностью до 6–8 км. [1]. Песчаники имеют главным образом аркозовый состав обломочного материала. Триасовые отложения в западных разрезах сложены континентальными, лагунными и мелководно-морскими фациями. К востоку появляются более глубоководные осадки шельфа и континентального склона. Обломочный материал поступал с запада, с Сибирской платформы. На разных стратиграфических уровнях встречаются туфы, дайки и силлы, свидетельствующие об условиях растяжения. Породы верхоянского комплекса деформированы в сложные складки и надвиговые дислокации [2, 5].

Ануйская серия Верхояно-Чукотской складчатой системы залегает с угловым несогласием на более древних отложениях [4] и достигает мощности 5 км. Выделяются три осадочных комплекса: нерасчлененный нижне-среднетриасовый, карнийский и норийский. Они формировались в условиях шельфа, континентального склона и подножия [6]. В течение триаса происходили постепенное расширение шельфовой зоны и ее проградация в более глубоководные участки морского бассейна. Основной объем обломочного материала поступал из крупной дельты, расположенной в современных координатах приблизительно в северо-восточной части изученного района. Важной деталью палеогеографических реконструкций для раннего–среднего триаса является наличие седиментационных ловушек на континентальном склоне вблизи дельтовой системы, из чего можно утверждать, что континентальный склон в раннем–среднем триасе был достаточно пологим, а шельф узким. В позднем триасе ширина шельфовой зоны увеличилась. В карнийское время континентальный склон стал более крутым, и осадки накапливались в основном в его подножии. Прослой песчаников прослеживаются в зоне влияния конуса выноса, являющегося продолжением речной дельты. Вне этой зоны в бассейне накапливались фоновые отложения, изредка нарушаемые поступлением незначительного количества песчаного материала, приносимого из удаленных частей подводного конуса. При этом в современной структуре из норийских отложений сохранились отложения разных частей шельфа, а отложения более глубоководных ландшафтных зон бассейна не сохранились. Шельфовая зона стала широкой, характеризовалась хорошо прогреваемой и освещенной толщей морской воды и более-менее пологим дном. На нем проживали многочисленные фаунистические сообщества, из которых отмечаются наиболее многочисленные и хорошо сохранившиеся разнообразные ходы червей-илоедов.

Эволюция минерального состава песчаников в течение триаса позволяет предполагать главный крупный источник сноса, представленный

метаморфическим комплексом, периферийные участки которого размывались в нижнем–среднем триасе, а центральные – в позднем триасе. Для песчаников нижне-среднетриасового этапа седиментации определен, помимо метаморфогенного, еще один источник сноса, сложенный деформированными вулканогенными породами основного–среднего состава.

В современной структуре комплексы обоих пассивных окраин интенсивно деформированы и оказались сближенными в результате коллизии Чукотского микроконтинента и Сибирского континента.

В докладе рассматриваются состав, источники сноса и условия образования триасовых отложений верхоянского комплекса и анюйской серии. Дается сравнительный анализ литологических особенностей триасовых отложений обеих пассивных континентальных окраин. Обсуждаются различия и сходства в минералого-петрографическом составе песчаников, возрасте обломочных цирконов и условиях образования. Полученные результаты позволяют провести тестирование различных палеотектонических реконструкций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№08-05-00547, 07-05-00743, 09-05-98536) и гранта Ведущие научные школы (НШ-3172.2008.5).

Литература

1. *Гайдук В.В., Прокопьев А.В.* Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Новосибирск: Наука, 1999. 160 с.
2. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
3. *Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника, 1993. №1. С. 68–78.
4. *Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука. 1973. 325 с.
5. *Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука. 1980. 285 с.
6. *Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И., Головин ДИ, Галускина И.О., Покровская Е.В.* Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76–96.

Морфотектоника Перуанских Анд

Фактологическими основаниями настоящей работы явились маршрутные наблюдения в Перуанских Андах в июне–июле 2009 г. и результаты морфометрического анализа с построением моделей тектонического рельефа. Надо сказать, что о рельефе, морфотектонике горных областей Южной Америки мы знаем неизмеримо меньше, чем о их геологической структуре.

При описании морфотектоники Анд, и в особенности их расширенной Перуано-Боливийской части, мы сталкиваемся с понятийно-терминологической проблемой – что обозначается термином «кордильера»? Горный хребет или их цепь? Или это термин свободного пользования? При знакомстве с литературой под термином «кордильера» в нашем восприятии обычно всплывает образ протяженного и высокого горного хребта. В Перуанских Андах выделяется несколько кордильер и при непосредственном их наблюдении впечатлений о мощных и монолитных хребта-поднятиях не создается – это группы высокогорных, но не очень высоких над своим пьедесталом (4000–5000 м) горных массивов, расположенных, в общем, хаотично (Центральная Кордильера) или в виде цепей с глубокими поперечными проходами. Наяву только Кордильера Бланки и Кордильера Реаль отчасти близки нашим литературным восприятиям.

Перуанские Анды составляют северную половину наиболее расширенной части молодого горного пояса и характеризуются общим цокольным поднятием высотой более 3800 м в районе озера Титикака и его продольным скатом на север до субширотной долины Мааньона, вложенной в поперечный проход в горном поясе с его сужением на север. Южное ограничение Перуанских Анд, напротив, находится на большой высоте и так или иначе сопряжено с вогнутым краем континента – «углом Арики», по Г. Штилле, являющимся морфологическим элементом системы левосторонних экваториальных ороклинов. Может быть именно такой позицией в системе ороклинов обусловлены и высокое положение междугорья Альтиплано, и появление на восточном крыле Боливийских Анд сложной системы поднятий Восточной Кордильеры и Юнгас, между тем как севернее восточный скат Анд невыразителен и обрамляется системой невысоких ступеней монтаньи. Эта ситуация в какой-то мере напоминает Тянь-Шань, где геоблоки крыльев Таласо-Ферганского сдвига контактируют на значительной высоте.

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

Угол Арики примечателен в еще одном отношении – здесь практически теряются тектонические уступы на западном крыле Анд, сменяясь полого падающей в сторону океана поверхностью вулканической аккумуляции, морфологически подобной камчатским долам, но огромных размеров. Здесь западный скат молодого горного пояса имеет, в сущности, вулканогенно-аккумулятивную природу и состоит из двух вулканических долов, из которых молодой в районе Арекины вложен в верхний, на который насажены крупные вулканические массивы Амбато, Коропуны и др. Обращает внимание, что здесь молодой вулканизм проявляется не в центральной части горного сооружения, как в Чили и в Эквадоре, а на его крыле, обращенном к океану.

В структурном отношении Перуанские Анды представляют собой ступенчатое поднятие, основу которого составляют плосковершинные нагорные ступени высотой в интервале между 3500 и 5000 м. Ступени разделены продольными линеamentами, которые в рельефе выражены либо глубокими долинами (Мараньона, Апуримака и др.), либо плоскодонными долинами-грабенами, часто сопровождаемыми линейными системами разновысотных блоков – это морфотектонические варианты шовных зон, одна из которых прослеживается на юг от Куско до озера Титикака, а ее продолжение делит впадину последнего узкой полосой наклонных блоков на две части.

На высоких нагорных ступенях располагаются отдельные горсты, либо их достаточно хаотические группы (Кордильеры Вильканота и Карабая), реже линейные цепи с глубокими поперечными проходами (Кордильеры Бланка и Реаль). В последних случаях цепи высоких (почти до 7000 м) горстов обрамлены пологими пьедесталами, природу которых необходимо выяснить. Можно предполагать здесь наличие и сводовых изгибов. Сами высокие горсты имеют, видимо, различную природу: наклонно выдвинутые блоки, сложенные слоистыми комплексами (Кордильера Реаль), автономно воздымающиеся массивы гранитоидов, обычные горсты. В состав «кордильер» часто включаются и вулканические массивы на разных стадиях денудационного преобразования, и именно в таких ситуациях эти выделяемые на географических картах орографические подразделения более всего имеют вид хаотических групп альпийских массивов.

Обычными формами «малой» морфотектоники на бортах долин андских рек являются скальные вертикальные стенки, пересекающие боковые гребни и боковые ложбины и протягивающиеся на километры. Такие их особенности говорят о том, что это формы приповерхностной тектоники, по которым или которые в последующем развитии продуцируют крупные обвалы и оползни на бортах долин-блокразделов. Види-

мо, это довольно обычные (распространенные) малые морфотектонические элементы в Андах.

Морфологические особенности морских террас на побережье Тихого океана позволяют говорить, что морфогенез в береговой зоне осуществляется при периодических и быстрых изменениях воздыманий на погружения, что обуславливает формирование террасовых уровней со значительными уклонами и невыработанными абразионными поверхностями.

Оценивая главнейшие особенности морфотектоники Перуанских Анд и их молодого вулканизма, можно сказать, что в них более всего проявлены геодинамические особенности молодого орогенического пояса на заключительной стадии становления материковой литосферы. Перуанские Анды в значительной мере потеряли структурные и геодинамические связи с переходной зоной от континента к океану.

**В.С. Федоровский¹, Е.В. Скляр², А.М. Мазукабзов²,
А.Б. Котов³, А.В. Лавренчук⁴**

**Тектоническая позиция скарнов Тажеранского массива
сиенитов (коллизийная система каледонид
Западного Прибайкалья)**

1. Тажеранский массив сиенитов и нефелиновых сиенитов известен своими скарнами, впервые открытыми здесь А.А.Коновым, а также богатым комплексом редких минералов, связанных с этими породами. Вместе с тем, многие вопросы геологии и тектоники массива и его скарнов оставались малоизученными. Данные, полученные в последнее время, позволяют приблизиться к решениям в этом плане. Полевая работа проводится летом и зимой, со льда Байкала, когда для прямых наблюдений доступны береговые скалы. Впервые удалось сконцентрировать обширный дистанционный материал, включающий данные аэрофотосъемки четырех масштабов (в том числе сверхкрупного, Россия), а также мультиспектральный и панхроматический материал с шести спутников последних поколений (США, Франция, Япония). Высокая степень де-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

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

³ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

шифрируемости аэрофото- и космических снимков позволила обеспечить распознавание и надежность картируемых на поверхности плато геологических границ, а в результате достичь необходимой точности геологической карты. Такая новая (цифровая) геологическая карта района Тажеран (масштаб 1:10000) составлена и подготовлена к изданию.

2. Коллизионная матрица региона формировалась в процессе многократных деформаций. Последние из них отражают эпизоды столкновений различных по своей природе сегментов коры между собой и с Сибирским кратоном. Они происходили в режиме косой коллизии и тотального проявления сдвигового тектогенеза, генерированного тектоническим скольжением Ольхонского террейна вдоль края кратона, его дезинтеграцией на многочисленные сдвиговые пластины. В современном срезе они формируют самые причудливые сочетания. Картируемый на современной поверхности коллизионный коллаж отражает, вместе с тем, исключительно глубинные структурные комбинации раннепалеозойской коры. По своим размерам (ширина в плане, протяженность) сдвиговые пластины невелики и, хотя по петрохимическим и геохимическим характеристикам образующих их пород они соответствуют тем или иным геодинамическим образам (островные дуги, задуговые бассейны и т.д.), прямые корреляции с подобными современными структурами оказываются весьма наивными. Можно говорить лишь о фрагментах былых геодинамических систем. Очень мощно в регионе проявлены и процессы синорогенического коллапса коллизионного сооружения, наложенные на более ранние структурные комбинации, и это еще более затрудняет расшифровку исходных образов системы. Коллизионный коллаж включает несколько группировок сдвиговых пластин, которые, в свою очередь, образованы разновозрастными и генетически различными комплексами пород. Среди них:

а) тектонические единицы (группировки сдвиговых пластин) пестрого состава с участием толеитовых метабазитов и метагипербазитов; метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций, возраст 500 и 470 млн лет;

б) сдвиговые пластины, образованные гнейсами, мигматитами и гранито-гнейсами, амфиболитами; метаморфизм – амфиболитовая фация, возраст – 470–460 млн лет, обнаружены признаки раннедокембрийского протолита;

в) сдвиговая пластина Орсо, образованная одноименным комплексом лептинитов и амфиболитов; возраст около 800 млн лет;

г) сдвиговые пластины, образованные метаморфитами пестрого состава с участием монцогабброидов (499 млн лет), сиенитов и нефелиновых сиенитов, субщелочных микрогабброидов (470–460 млн лет)

Перечисленные сдвиговые пластины разделены швами бластомилолитов. Отдельные пластины и их группировки формируют несколько структурных зон. Специфика таких зон в том, что сдвиговые пластины различного состава, геодинамической принадлежности и возраста здесь тектонически перемешаны – это настоящий коллизионный коллаж. Первичные стратиграфические и геодинамические соотношения полностью утрачены. Тажеранский массив – компонент одной из таких зон группировки «г». Мы выделяем ее как сдвиговую зону (пластину) Крестовая–Бирхин–Анга–Тажеран. С юго-востока пластина ограничена акваторией Байкала, а с северо-запада она контактирует с Сибирским кратоном и частично – с пластиной Орсо и Главной сдвиговой зоной региона.

3. Скарны – яркий компонент зоны Крестовая–Бирхин–Анга–Тажеран. Число новых находок таких пород быстро нарастает. В районе Тажеранского массива скарны составляют две зоны. Одна из таких площадей давно известна; она располагается в центре массива, однако никакой структурной характеристики этой зоны ранее не было выявлено. Детальное картирование района Тажеранского массива обнаружило здесь многочисленные признаки сдвиговой тектоники. Сама конфигурация рамы, вмещающей массив, отражает замок крупной сдвиговой петли с крутым шарниром, окружающей Тажеранский массив. Таковы же и мелкие, и средних размеров складки, которые можно наблюдать в скалах байкальского побережья в районе Тажеран. Рисунок сдвиговой петли повторяется в контурах массива монцогабброидов Улан-Нур (внешняя граница структуры Тажеран), в примыкающей к нему полосе мраморов протяженностью несколько километров, в конфигурации роя крупных гранитных жил, опоясывающих Тажеранский массив.

Вместе с тем, чем ближе к центру площади (т.е. к центру сдвиговой петли, к замку крупной сдвиговой складки), тем все более сложным в плане и напряженным становится картируемый рисунок этой структуры. Однако и в этом случае сдвиговая морфология замка складки здесь полностью сохраняется. Она распознается по резкой смене в плане структурного рисунка и распределению по площади таких пород, как кварциты, мраморы, скарны, а также протрузий и интрузий карбонатных расплавов. Структурные рисунки площадей, расположенных по обе стороны от сдвигового шва, несопоставимы. В то же время, практически все выходы скарнов в этой части района Тажеран сосредоточены вдоль внутренней зоны сдвигового шва, который предлагаем называть Центральнотажеранским. Отчетливая приуроченность скарнов к этой зоне позволяет предполагать, что флюиды, обеспечивавшие скарнирование на контактах сиенитов и карбонатных пород регулировались движениями именно вдоль этого сдвига. Возраст скарнов составляет 460–450 млн лет, в то

время, как возраст сиенитов и нефелиновых сиенитов древнее (470 млн лет), что, хотя и косвенно, подтверждает регулирующую роль сдвигового шва в процессе скарнообразования в этой части района Тажеран.

4. Другое крупное скопление скарнов расположено по внешней границе Тажеранского массива, на небольшом удалении от него. Еще более, чем в первом случае, оно связано со сдвиговым швом, локализованным на границе протяженной полосы мраморов и монцогабброидов массива Улан-Нур. В пределах этой полосы и прежде были известны два выхода гранатовых скарнов. Никаких признаков присутствия здесь сиенитов, с которыми можно было бы связать эти проявления, здесь нет. Вместе с тем, число проявлений скарнов в рамках этой зоны теперь возросло: сегодня здесь в коренных выходах на поверхности плато и в скалах Байкала обнаружено 20 полос скарнов протяженностью от 50–100 м до 800 м при ширине в плане 10–30 м. Сдвиговая природа контактов массива Улан-Нур не вызывает сомнений – сам этот массив формирует мощную сдвиговую пластину протяженностью около 50 км, ограниченную blastomylonitovыми швами и, таким образом, и в этом случае объективно обнаруживается связь скарнирования с реализацией сдвигового тектогенеза. Между тем, идентичность двух рассмотренных зон скарнирования не очевидна. Прежде всего, нужно отметить, что если для Центрально-Тажеранской сдвиговой зоны имеются геохронометрические свидетельства возраста скарнов, связанных с нею, то для скарнов сдвиговой зоны Улан-Нур таких характеристик пока нет.

Н.И. Филатова¹

**Верхояно-Чукотский среднемиловый орогенный пояс:
особенности строения и геодинамические
обстановки формирования**

Характеристика издавна выделявшейся Верхояно-Чукотской тектонической области приведена во многих обобщающих работах [1, 3, 4, 9, 10 и др.]. Однако акцент при этом нередко делался на отдельные участки – Приверхоянье, Южно-Анюйскую или Чукотскую зоны и т.д., что создавало впечатление фрагментарности и даже разновозрастности тектогенезов в ее пределах [4]. Синтез новых данных по Арктическо-Аляскинскому региону [6, 9 и др.] и по континентальному обрамлению Тихо-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

го океана [2, 5, 7 и др.] позволил рассматривать эту область в качестве единого, возникшего в коллизионной обстановке среднемелового орогенного пояса и полнее охарактеризовать совокупность и генетическую взаимосвязь его основных тектонических элементов.

Верхояно-Чукотский орогенный пояс обладает симметричным строением и включает три главные тектонические системы (рисунок). Внутренняя часть пояса в пределах России образована *Верхояно-Колымской покровно-надвиговой системой*; она обрамляется коллизионным швом, состоящим из нескольких сегментов (Колымской Петли, Южно-Ануйского, Чукотского и др.). Периферию пояса образуют краевые части кратонов Сибирского и Арктиды (последний с фрагментами каледонид и байкалид входит в состав эпикаледонской плиты). Чехол этих окраин испытал интенсивную дислоцированность в ходе позднеюрско-среднемеловой коллизии, преобразовавшись в складчато-надвиговые системы пояса: соответственно в *Верхоянскую* на западе и *Новосибирско-Чукотско-Бруксовскую* на северо-востоке. Верхояно-Чукотский орогенный пояс со стороны упомянутых кратонов ограничен фронтальными системами надвигов, вдоль которых располагаются меловые передовые прогибы – Приверхоянский и Колвилл-Восточно-Чукотский. В целом этот орогенный пояс характеризуется дивергентностью строения: он образован веерообразно расходящимися системами тектонических пластин и чешуйчато-надвиговых структур, вергентность которых направлена в сторону обрамляющих континентов. На юге Верхояно-Чукотский пояс осложнен системой покровно-надвиговых структур северной вергентности, возникших в связи с среднемеловым аккреционно-коллизионным орогенезом по северному обрамлению Тихого океана.

В структурах Верхояно-Колымской системы тектонически совмещены океанические, окраинно-морские и островодужные породы широкого возрастного диапазона – от раннего палеозоя до среднего мезозоя – с преобладанием позднепалеозойских–позднеюрских комплексов. Среди них выявлены вулканы трех островных дуг: позднедевонской–раннетриасовой, познетриасовой–среднеюрской и позднеюрской (локально завершившейся в неокоме).

Верхояно-Колымская покровно-надвиговая система имеет сложную конфигурацию, подчеркиваемую петлеобразными полосовидными положительными магнитными аномалиями. Извилистый в плане рисунок имеет и сутура, ограничивающая Верхояно-Колымскую систему. Важно подчеркнуть, что нередко рассматривавшиеся ранее как изолированные и самостоятельно развивавшиеся сутуры Колымской Петли, Южно-Ануйская и Кобук, представляют собой сегменты единого коллизионного шва, окаймлявшего внутреннюю коллизионную систему Верхояно-

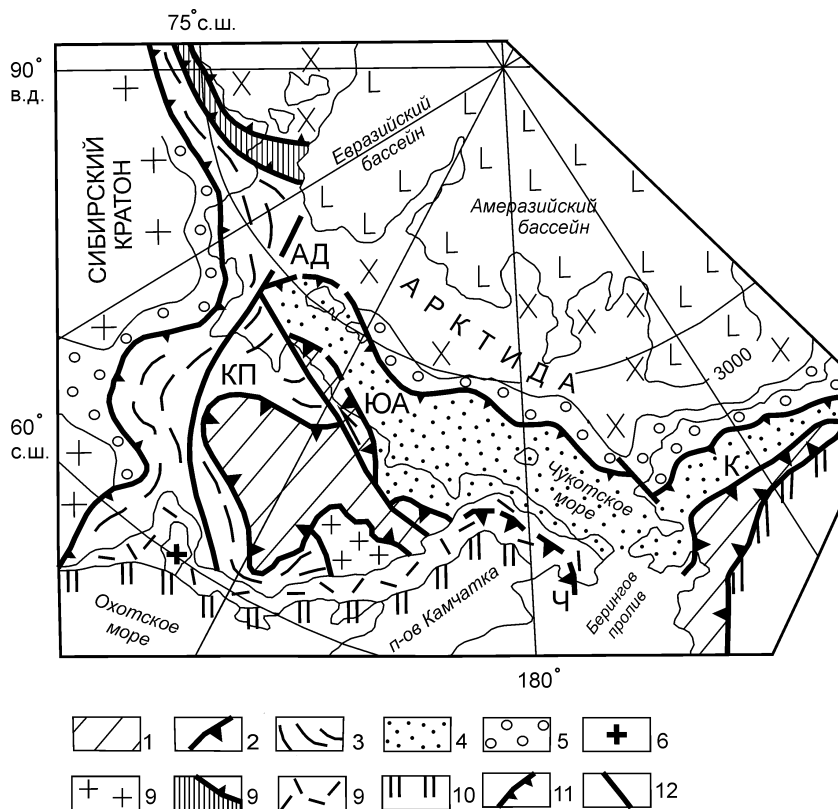


Рисунок. Тектоническая позиция Верхояно-Чукотского средне мелового орогенного пояса

1–4 – тектоническое районирование Верхояно-Чукотского орогенного пояса: 1 – Верхояно-Колымская покровно-надвиговая система (индикатор закрывшегося залива Пасифика), 2 – коллизионная сутура и ее сегменты: КП – Колымской Петли, ЮА – Южно-Аннуйский, Ч – Чукотский, К – Кобук (пунктиром показан предполагаемый линеамент), 3 – Верхоянская складчато-надвиговая система (деформированный край Сибирского кратона и его чехла), 4 – Новосибирско-Чукотско-Бруксовская складчато-надвиговая система (деформированный край кратона Арктида и его чехла); 5 – фронтальные (передовые) синнадвиговые бассейны Верхояно-Чукотского орогенного пояса; 6, 7 – миникратоны: 6 – Охотский, 7 – Омолонский; 8 – Центрально-Таймырская зона (байкальские–герцинские структуры нерасчлененные); 9 – Охотско-Чукотский меловой окраинно-континентальный магматический пояс; 10 – средне меловый орогенный пояс периферической области Тихого океана; 11 – надвиги; 12 – сдвиги, стрелка указывает направление перемещения; АД – Адыча-Тарынский сдвиг. В Северном Ледовитом океане показана изобата 3000 м. Область, изображенная как докембрийский кратон Арктида (косой крест), включает фрагменты байкалид и каледонид

Чукотского орогенного пояса [7]. Обусловленное позднейшими сдвиговыми перемещениями торцовое сочленение отдельных фрагментов этого шва, образованного в основном офиолитами, четко выявляется соответствующим расположением полосовидных положительных магнитных аномалий. Сегмент Колымской Петли образован пакетом деформированных тектонических пластин, вергентность которых, направленная центробежно, меняется в соответствии с простираем этого сегмента. Здесь тектонически совмещены океанические базит-гипербазитовые и кремнисто-вулканогенно-терригенные комплексы палеозоя, глубоководные верхнепалеозойские-среднеюрские кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения, а также средне-позднеюрские терригенные породы и турбидиты окраинных морей и подножий континентального склона.

В сегмент шва Колымской Петли вписывается цепочка Омuleвско-Приколымских блоков континентальной коры, которые в совокупности представляют, видимо, тектоническую пластину, отчлененную от Сибирского континента. С внешней стороны (по ограничению Верхоянской системы и Омолонского миникратона) сегмент Колымской Петли сопровождается широкой зоной амфиболитового метаморфизма и синорогенных гранитоидов интервала 155–120 млн лет [4 и др.].

Восточнее расположенный Южно-Аньюский сегмент сутуры по левостороннему сдвигу [7] выдвинут на северо-запад (см. рисунок). В этом сегменте нарушенные сдвигами фрагменты покровных и складчатонадвиговых структур северо-восточной вергентности сложены палеозойско-позднеюрскими океаническими, окраинно-морскими и островодужными образованиями [4, 9, 10 и др.]. Этот сегмент, как и более восточный Чукотский (перекрытый вулканитами Охотско-Чукотского пояса), трассируются вдоль примыкающего края Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-надвиговой системы зоной гранулит-амфиболитового метаморфизма и гранито-гнейсовых куполов, синорогенные гранитоиды которой датированы [8 и др.] в интервале 144–104 млн лет.

Восточнее коллизионный шов продолжается на побережье Берингова пролива в сегменте сутуры Кобук, который образует петлеобразный изгиб, ограничивая с востока ансамбль структур – аналога Верхояно-Колымской системы (см. рисунок). Таким образом, Верхояно-Чукотский орогенный пояс имеет продолжение в пределах Северной Америки, в совокупности составляя Верхояно-Чукотско-Аляскинский среднемиловоый ороген.

Океанские и островодужные комплексы внутренней части Верхояно-Чукотского орогенного пояса являются индикаторами существования Алазейско-Южно-Аньюского-Ангаючам бассейна (залива Пацифика), который возник в конце девона синхронно с этапом рифтогенеза, широ-

ко проявившимся в Арктическо-Аляскинском регионе (группа эндикот и ее аналоги). Частью этого бассейна являлся «малый океан Оймякон» [4]. Разновозрастные уровни структурных несогласий, олистостромо-молаасовых отложений, зон синнадвигового амфиболитового метаморфизма свидетельствуют о нескольких этапах мезозойского орогенеза в этом бассейне: среднетриасовом, среднеюрском и заключительном позднеюрско-среднемеловом. При этом происходило поэтапное прекращение развития вулканических дуг бассейна. Постепенное его закрытие осуществлялось на фоне конвергенции Сибирского кратона и Чукотско-Аляскинского блока эпикаледонского кратона, перемещавшегося в связи с раскрытием Канадской котловины. Среднемеловой (апт-раннеальбский) пик компрессии в Верхояно-Чукотском орогене в значительной степени был обусловлен воздействием синхронных аккреционно-коллизийных процессов по периферии Пацифика [7], отразившихся в возникновении среднемеловых периокеанических орогенных поясов (включая Охотско-Корякский и Севиер).

В этой обстановке трехстороннего сжатия произошло образование Верхояно-Чукотского орогенного пояса: оформление покровно-надвиговых дислокаций Верхояно-Колымской системы в пределах замкнувшегося залива Пацифика и складчато-надвиговых систем по окраинам столкнувшихся континентов. Единство оформления этого орогенного пояса подчеркивается синхронностью приуроченных к коллизийному шву зон амфиболит-зеленосланцевого метаморфизма и коллизийных гранитоидов (включая гранито-гнейсовые купола), а также передовых прогибов. Среднемеловой периокеанический орогенез привел к интенсивному меридиональному сжатию во фронтальной его области, где возник эффект широтного «расплющивания» Верхояно-Колымской тектонической системы и оформились два петлевидных ее ограничения – Колымский и Кобук. Завершение среднемеловой компрессии реализовалось в развитии левосторонних сдвигов, нарушивших целостность коллизийного шва и орогенного пояса в целом.

Работа выполнена при поддержке Программы № 14 Президиума РАН, РФФИ (проекты 08-05-00748а, 09-05-00438а) и гранта «Научные школы» – НШ-651.2008.5.

Литература

1. *Бондаренко Г.Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северо-западного обрамления Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 2004. 46 с.
2. *Вишневецкая В.С., Филатова Н.И.* Корреляция юрско-меловых кремне-вулканических отложений северо-западного обрамления Тихого океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. № 6. С. 42–63.

3. Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1998. № 1. С. 56–69.
4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
5. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.
6. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. № 3. С. 3–29.
7. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Развитие Верхояно-Колымской орогенной системы как результат взаимодействия континентальных и океанических плит // Геотектоника. 2008. № 4. С. 18–48.
8. Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 147–165.
9. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Ibid. P. 333–358.
10. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al. South Anjuj suture, northeast Arctic Russia // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 209–223.

Л.М. Филинский¹

Тянь-Шаньский подвижной пояс и буферная Казахская «складчатая» страна: тектоника и геодинамика

В авторском сообщении, опубликованном в материалах ХLI совещания [6], были рассмотрены проблемы геотектонического районирования в свете методологии системных исследований. Изложена критика существующих геотектонических карт последнего поколения, составленных на основе выделения структурно-вещественных комплексов с нарушением основных методологических принципов геотектонического районирования – *межсистемного подобия* и *внутрисистемных противоположностей*, а также их *компенсации* в циклах геотектонического развития районлируемых подразделений. Отмечалось, что геотектоническое районирование должно учитывать *родовую двойственность* природы структур земной поверхности – физико-географическую и геологическую, акцентировалось внимание на полярность отношений геодинами-

¹ Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева (ИГН), Алматы, Казахстан

ки и тектоники («геодинамика маскирует геотектонику») и на первостепенную важность выделения *границ* районированных геотектонических подразделений *как осей полной симметрии* структурно-формационных, металлогенических и прочих их характеристик.

В представленном докладе эти принципы иллюстрируются на конкретных примерах геотектонического районирования Тянь-Шанского подвижного пояса (ТШП) и Казахской «складчатой» страны (КСС). В качестве контекстового примечания следует отметить, что однозначные определения «складчатая система, складчатый пояс и т.п. некорректны и требуют замены на более широкий термин – «геотектонический (ая)».

Основным методическим приемом в процессе районирования явился анализ инверсионной и зеркальной симметрии структурно-формационных и металлогенических свойств сопряженных геотектонических подразделений, а также общее представление о том, что ТШП – это южная бордюрная структура Сибирско-Арктической плиты, тогда как КСС – *буферная* переходная структура между подвижным ТШП и консолидированной Западно-Сибирской платформой со средними характеристиками глобальных системных свойств тектоносферы (подвижностью и консолидацией, *складчатостью и седиментогенезом*, мантийным и коровым магматизмом, мафическим и сиалическим оруденением), сбалансированных в цикле ее развития. Подобную «тектонопару» формируют также Монгольский подвижной пояс и Алтае-Саянская «складчатая» страна, иллюстрируя тезис Ю.А. Билибина о структурно-металлогенической симметрии «Казахстанской и Алтае-Саянской складчатых областей» [1]. Особенно обращает на себя внимание структурно-металлогеническое подобие бассейнов рек Тобол и Томь со скарново-магнетитовым оруденением Тургая и Горной Шории, с одной стороны, бассейнов рек Иртыш и Обь – с другой, – причем, с проявлением инверсионной симметрии сопряженных колчеданно-полиметаллических поясов Рудного Алтая – Иртышского и Северо-Восточного (Обского). Известный металлогенистам [2, 7] факт сопряжения этих рудных поясов по Змеиногорско-Убинскому разлому позволил автору определить геотектонический статус данного разлома как границы между КСС и Алтае-Саянами. В свою очередь, Валерьяновский пояс скарново-магнетитового оруденения находит инверсионное отражение в металлогении Западного Тургая. Этот факт явился (как и для Рудного Алтая) основанием их структурного объединения в традиционных геотектонических построениях. Именно возникшая в связи с этим проблема корректного геотектонического и структурно-металлогенического районирования вообще и ТШП с КСС, в частности, и является сверхзадачей настоящей работы.

Общепринятое разделение ТШП и КСС на Восточно-Уральско-Южно-Тянь-Шанскую, Кокчетав–Северо-Тянь-Шанскую, Чингиз-Тарбагатайскую, Зайсан-Иртышскую («наследницу» одноименной геосинклинали В.П. Нехорошева) «геотектонические системы» просто не выдерживает критики. Многочисленные попытки интерпретации структурного плана ТШП и КСС и их отдельных областей выполнялись как с позиции теории геосинклиналей, так и – особенно, в последние четверть века – с позиции мобилистских геотектонических концепций. Общей чертой всех этих построений является формально комплексный подход, основанный на анализе и обобщении известного фактического материала по стратиграфии, тектоно-магматизму и металлогении района с учетом особенностей его глубинного строения. При этом методологически оправданном подходе, тем не менее, совершенно не учитывались принципы *межсистемного подобия и внутрисистемных противоположностей*: как правило, в картографическом контуре геотектонического подразделения оказывались одноуровневые трансграничные структуры с *подобным* формационным, тектономагматическим и металлогеническим наполнением (Тургай, Рудный Алтай, Калба-Нарым, Жарма-Саур, Ата-су, «Успенский пояс» и др.). Иначе говоря, структурно-формационные построения отождествляются с геотектоническими.

Сам факт множественности вариантов представления структурного плана КСС и составляющих ее областей красноречиво свидетельствует о неудовлетворенности всех исследователей состоянием этой важной проблемы. А важность ее определяется степенью надежности металлогенических прогнозов – геотектоническое районирование представляется не как самоцель, а как один из необходимых инструментов прогнозно-металлогенических исследований: именно достоверные границы всей страны и ее отдельных областей следует рассматривать как *оси зеркальной и инверсионной симметрии структурно-формационных* и металлогенических свойств сопряженных трансграничных структур соответствующего ранга. Именно с таких позиций предложена новая схема геотектонического районирования ТШП и КСС (*стендовая иллюстрация*). Посредством этой схемы автором прогнозируются новые рудные районы, в рудноформационном и ранговом отношении подобные хорошо известным в трансграничных областях [5]. Характеристика выделенных геотектонических областей и провинций КСС и ТШП с координатами точек сопряжения с внешними и внутренними подразделениями дана в авторских работах [4, 5, 7]. Кроме того, для Иссык-кульского сегмента ТШП на период с 2009 по 2030 гг. представлен каталог прогнозируемых катастрофических землетрясений. Три события прогнозируются на юго-восточной границе ТШП (в КНР) и лишь одно – на северной (в 2017 г в

районе сейсмостанции Саты.) – по аналогии с завершившейся Ферганской серией катастрофических событий в цикле 1985–2008 гг. [7].

Построение современного структурного плана ТШП и КСС предполагает учет принципа изостазии как частного случая общего принципа компенсации – т.е., учет соотношений между современными *горстовыми* и *грабеновыми* структурами по складчатым областям с их интегральным балансом по ТШП и КСС. Общую картину современных грабенов и горстов (к сожалению, не систематизированную по складчатым областям) иллюстрирует карта альпийской тектоники КСС, составленная Е. Тапаловым [3]. Важно также знание межрудноформационных парагенетических связей в металлогенической картине отдельных областей. Эти связи позволяют дать оценку природы их магматического источника – *мантийной* либо *коровой*. Мантийная природа магматизма определяет *поясовый* характер размещения *однотипных*, а коровая его природа – *узловой* характер размещения *разнотипных* (и сульфидных, и оксидных) рудных месторождений. В этом свете, металлогения бассейнов рек Тобол, Иртыш, Обь, Томь характеризуется общностью *мантийной природы* гранодиоритовых позднегерцинских комплексов, с которыми пространственно и генетически связано как скарново-магнетитовое оруденение Кустанайщины и Горной Шории (Тобол, Томь), так и колчеданно-полиметаллические месторождения Иртышской и Северо-восточной зон Рудного Алтая. Мантийная природа герцинского ультракислого магматизма предполагается и для Б. Каратау ТШП и трансграничных палеозойских структур Малого Каратау КСС. Большая же часть и Алтае-Саян, и КСС характеризуется *узловым* характером размещения разнотипных месторождений, обусловленным коровой природой фанерозойского магматизма. Известные по мировой статистике факты структурной приуроченности большинства крупных промышленных эндогенных месторождений к граничным зонам складчатых систем и их геотектонических подразделений [8] вполне согласуются с концепциями линеаментной тектоники и отраженной тектономагматической активизации.

Границы ТШП и КСС представляют интерес и в плане анализа геодинамических процессов. Так, и западная, и восточная границы ТШП представляют собой оси современных рифтовых структур: соответственно, Северо-Аральской и Зайсанской. Северо-Аральский рифт характеризует геодинамику зоны сочленения ТШП и Восточно-Уральского пояса. Ось рифта контролируется Главным Аральским глубинным разломом С-В простираения. На западном фланге северной границей ТШП с КСС является Главный Каратауский разлом. Зайсанский рифт с осью, контролируемой граничным Кара-Иртышским разломом, в свою очередь, характеризует геодинамику зоны сочленения ТШП и Монгольско-

го подвижного пояса. Здесь северная граница ТШП с КСС – по субширотному Нарымскому разлому, восточная часть которого является северной границей Монгольского подвижного пояса. Дана краткая характеристика коллизионных границ ТШП с Индостанской и Синийской плитами.

Представленный современный структурный план КСС позволит с большей эффективностью проводить ретроспективный геодинамический анализ горнорудных районов, а также оценку прогнозных ресурсов полезных ископаемых с использованием метода системно-рудноформационного анализа (СРФА). Сущность методики СРФА и ее конкретные приложения – предмет отдельного обсуждения.

Литература

1. Билибин Ю.А. Избранные труды. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 406
2. Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1995. 342 с.
3. Тапалов Е.Д. Принципы и методика составления «Карты альпийской тектоники Казахстана и прилегающих территорий СНГ» в масштабе 1:1500 000 // Геология Казахстана. 2000, №5/6. С. 189–198.
4. Филинский Л.М. Интерпретация современного структурного плана Казахской складчатой страны в свете методологии системных исследований. // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2003. № 5. С. 92–98.
5. Филинский Л.М. Акбакай-Ботабурумский рудный район Южного Казахстана (пример системно-рудноформационного анализа): Тез. докл. Науч. конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Ф.И. Вольфсона. М. 2007. С. 215–218.
6. Филинский Л.М. Геотектоника и геодинамика: картографический аспект (принципы геотектонического районирования) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 374–378. (Материалы ХLI Тектонич. совещ.; Т. 2).
7. Филинский Л.М. О причинах и связях сейсмотектонических событий (к проблеме долгосрочного прогноза катастрофических землетрясений) // Сатпаевские чтения: Актуальные проблемы наук о Земле. Алматы, 2009.
8. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата, Наука, 1984. 240 с.

Современные геодинамические структуры Арало-Каспийского региона (тектонические проблемы крупнейшей внутриконтинентальной котловины мира)

Прикаспий – это самая обширная в мире котловина, «страна-кратер». Александр Гумбольдт, 1829

Выполнен цикл работ, в котором Арало-Каспийский регион (АКР) рассматривается как целостная геодинамическая структура. Такой подход позволяет изучать взаимоотношения крупных тектонических элементов и строить соответствующие модели. Первый вариант карты геодинамического районирования региона (масштаба 1:1500 000), охватывающего семь государств (Азербайджан, Грузия, Иран, Казахстан, Россия, Таджикистан, Узбекистан), был представлен на симпозиуме «Геология регионов Аральского и Каспийского морей» (МГК-32) [2]. Позднее в дополнение к названной карте (которая издана в 2008 г.) составлены схемы основных геодинамических структур АКР для квартера, неогена, палеогена, мела, юры и триаса масштаба 1:3000000.

В качестве отправной точки принят квартал, для которого может быть построена наиболее достоверная геодинамическая модель, позволяющая приблизиться к разгадке природы крупнейшей котловины мира.

Наряду с широко известными геологическими, структурными, геоморфологическими, геофизическими текстами и картами [1, 6, 9 и др.] использованы результаты сейсмологических [7, 13] и гидрогеотермических исследований [3, 5], а также разнообразные ДДЗ и их интерпретации.

В пределах АКР и его обрамлении выделено 14 микроплит, которые рассматриваются как осколки крупных плит. К Евразийской плите относятся Прикаспийская, Скифская, Торгайская, Кокшетауская, Среднекаспийская, Каракумская и Байсунская микроплиты. К Аравийской – принадлежат Кавказская, Южно-Каспийская, Западно-Туркменская, Мургабская, Иранская и Лут. Афганская микроплита рассматривается как фрагмент Индийской плиты.

Динамика микроплит, определяющая современное геологическое развитие АКР, имеет ряд специфических особенностей, которые целесообразно иметь в виду при построении и оценке геодинамических моделей.

1. Современные границы микроплит АКР сложились в результате развития и трансформации двух глобальных геодинамических систем:

¹ Казахстанское геологическое общество, Алматы, Казахстан

Палео-Неотетиса (запад-северо-западного направления в современной ориентировке) и Каспийско-Торгайской (субмеридиональной), активизировавшейся в связи с пермо-триасовым суперплюмовым событием.

2. Векторы перемещения микроплит и крупных плит далеко не всегда совпадают. Движение смежных микроплит может различаться по направлению и скорости.

3. Векторы движения микроплит гораздо менее стабильны во времени, вполне вероятны достаточно продолжительные остановки (в результате заклинивания) и последующие возобновления движения. Современные инструментальные определения с большой осторожностью могут экстраполироваться на весь квартал.

4. Процесс не ограничивается *поверхностным* торошением, срывы в подошве микроплит могут иметь место не только между верхней, средней и нижней корой, но и на корово-мантийном разделе, что открывает возможность *глубинным* перемещениям.

К структурам Каспийско-Торгайского направления относится Арало-Кусмурынский рифт и его южные Заунгузское и Мургабское продолжения, Западно-Мугоджарский надвиг, Западно-Каспийская зона субдукции и пассивный Туаркырский рифт.

Арало-Кусмурынский рифт фиксируется положительной аномалией гидрогеотермического поля [5], максимумом регионального поля геотермических градиентов [3], а также развитием хлоридно-натриевых вод [11]. Рифтогенезом были охвачены как мезозойские отложения, так и кайнозойские вплоть до четвертичных (данные сеймики). Один из рифтообразующих разломов контролирует крутой западный берег Аральского моря, а севернее в этом же направлении вытянуты полосы песков Малые и Большие Барсуки – бывшие заливы Аральского моря. В структуре Арало-Кусмурынского рифта отмечены выходы термальных вод с продолжающимся формированием бурожелезняковых руд, которое началось еще в палеогене. К западу от Арало-Кусмурынского рифта выделяется Западно-Мугоджарский надвиг, который играет роль компенсатора растягивающих напряжений, зарождающихся в осевой части рифта.

Западно-Каспийская зона субдукции (ЗКЗС), протягивается почти на 1000 км вдоль западного побережья Каспийского моря от оси Мангистау-Устюртского разлома до южного побережья Каспия, где она, сопрягаясь с реликтовыми структурами Неотетиса, поворачивает на восток и прослеживается еще на 450 км. Еще восточнее, в пределах Западно-Туркменской микроплиты, зона субдукции переходит в Предкопетдагский краевой прогиб.

ЗКЗС локализуется в пределах Центрально-Каспийской и Южно-Каспийской впадин и почти на всем своем протяжении проходит по глу-

боководным (глубже 700 м) участкам Каспийского моря. Западный и южный прибрежные откосы Каспийской ванны гораздо более крутые, чем восточные – налицо морфологическое сходство с океаническими глубоководными желобами.

Акватория Западного Каспия и прилегающее побережье являются единственным местом в регионе, где фиксируются сейсмические события с глубокими гипоцентрами [13]. Расположение фокусов землетрясений в плане свидетельствует о крутом, почти вертикальном наклоне субдуцируемой литосферной плиты. Это находит подтверждение на сейсмологических профилях [8].

Новейшая активизация *Туаркырского рифта* относится, вероятно, к олигоцену, когда вблизи границы Каспийской и Каракумской микроплит началось продолжающееся поныне раскрытие пассивного континентального рифта. Особенностью этой структуры является зигзагообразная ось растяжения, которая на поверхности проявлена в виде цепи впадин Гекленкуи, Казахлы, Басгурлы, Кауынды, а также наиболее глубокой Карагие (на 132 м ниже уровня Мирового океана). Между Казахлы и Басгурлы эта линия фиксируется северо-восточным берегом Кара-Богаза. В северной части залива от этой трещины ответвляется другая цепь депрессий, прилегающих к чинкам: впадина Карынжарык, сор Тузбаир, залив Кайдак, сор Оликолтык, которая также интерпретируется как результат растягивающих усилий. Вдоль осей впадин прослеживается извилистая положительная термоаномалия. Наличие сильно минерализованных термальных вод с большим дебетом приводит к выводу об эндогенных корнях соров, включая самый крупный – Кара-Богаз. Над сорами, как правило, возвышаются чинки Устюрта, которые, очевидно, должны рассматриваться как стенки рифтовой долины.

Структуры запад-северо-западного направления рассматриваются как трансформные по отношению к Каспийско-Торгайским. Они ориентированы поперечно к вектору напряжений, возникающих при столкновении Индостанской и Аравийской плит с Евразией, и включают Мангистау-Устюртскую зону разломов, Южно-Туркменский (Апшеронский), Хазарский и Ербент-Репетекский разломы. В юго-западной части АКР Мангистау-Устюртский и Южно-Туркменский разломы, разграничивая Среднекаспийскую и Южно-Каспийскую микроплиты, обуславливают клавишное строение ЗКЗС.

Выявление геодинамической системы «Арало-Кусмурынский континентальный рифт – ЗКЗС» открывает возможность дать тектоническое объяснение крупнейшей котловине мира и объяснить природу многочисленных соленых впадин в Восточном Прикаспии. Мы также получаем возможность в новом ракурсе рассмотреть проблему колебания

уровней Каспийского и Аральского морей с точки зрения их взаимосвязи через единую геодинамическую систему. Противофазовость изменения уровня водоемов является суммарным результатом процессов, происходящих в литосфере под влиянием тектонических напряжений: изменение морфологии ванн, морфологии и объемов водоносных горизонтов и водоупоров, пористости субстрата водоемов, преобразование минерального состава осадков и т.п. Однако такая комплексная оценка (охватывающая также антропогенное влияние) пока не выполнена.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Алматы, 2002.
2. Бекжанов Г.Р., Давыдов Н.Г., Воцалевский Э.С., Каменский А.С., Куандыков Б.М., Сайдукасов М.А., Ужкенов Б.С., Фишман И.Л. Геодинамическое районирование Арало-Каспийского региона // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 50–54. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ. Т. 1).
3. Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 254 с.
4. Карта геотермальных вод Казахстана (Перспективные водоносные комплексы). М-б 1:1500000. Алма-Ата: Ин-т гидрогеол. и гидрофиз. АН КазССР, 1990.
5. Карта гидрогеотермической структуры СССР. М-б 1:7500000. / Ред. Б.Ф. Маврицкий. ВСЕГИНГЕО, ГИН АН СССР, 1982.
6. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. М-б 1:5000000 / Ред. Н.И. Николаев. М.: Аэрогеология, 1977.
7. Карта общего сейсмического районирования Республики Казахстан и прилегающих районов Кыргызстана, Узбекистана, Туркменистана и Китая. М-б 1: 2 500 000. Составители А.К. Курскеев, А.В. Тимуш, А. Сыдыков, В.И. Шацкилов. Алма-Ата: Ин-т Сейсмол. НАН РК, 2003.
8. Ковачев С.А., Казьмин В.Г., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Новые данные о мантийной сейсмичности Каспийского региона и их геологическая интерпретация // Геотектоника, 2009, № 3. С. 30–44.
9. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка (В.Е. Хаин, Н.А. Богданов – гл. ред.). М.: Научный Мир. 2003. 160 с.
10. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977, 536 с.
11. Подземные термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1990. 91 с.
12. Термоаномалии подземных вод Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 85 с.
13. Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование северной Евразии. Вестн. ОГГГН РАН, № 1(7), 1999. (Интернет).

Верхнемантийные скоростные структуры мантии под Восточно-Европейской платформой

Работа была выполнена на основе 3-D P-скоростной модели мантии Евразии полученной методом Тейлорового приближения [1, 5]).

Скоростная модель рассматривалась по горизонтальным сечениям, представленным в истинных скоростях V_p , начиная с глубины 50 км до 850 км с шагом в 25 км. Для описания модели мантии по горизонтальным сечениям использовались термины «высоко-» и «низкоскоростные» области в вертикальных сечениях, представленных широтными и долготными разрезами через 1° . На вертикальных разрезах скоростная модель мантии показана в отклонениях от обобщенных средних скоростей ($\delta V_p = V_{cp} - V_p$), полученных для мантии под Евразией, которая в дальнейшем используется в качестве референтной модели [2].

Скоростное строение мантии под Восточно-Европейской платформой (ВЕП). Верхнюю мантию платформы характеризует высокоскоростной слой сейсмической литосферы, средняя мощность которого 350–400 км. Переходная зона (глубина 400–650 км) представлена низкоскоростным слоем, который может содержать высокоскоростные включения. Зона раздела I представлена высокоскоростным слоем под большей частью платформы и низкоскоростным под окраинами и граничными областями платформы.

Детально были исследованы юго-западная и северо-восточная части ВЕП [2–4].

Мантия под юго-восточной частью ВЕП. Верхнюю часть верхней мантии, сейсмическую литосферу, представляет высокоскоростная область, которая распространяется до глубины 300–350 км под Ингульским и Среднеприднепровским мегаблоками УЩ, 400 км и более – под Волынским, Подольским и Приазовским мегаблоками, под окраинными структурами (Волыно-Подольская плита, Украинские Карпаты, Скифская плита) – 100–150 км и менее. На глубине 350–400 км происходит инверсия скоростной структуры. Переходную зону верхней мантии платформы характеризует низкоскоростная область. На 400–450 км эта область распространяется под Ингульским и Среднеприднепровским мегаблоками УЩ и ограничена Голованевской и Орехово-Павлоградской шовными зонами, ниже она заполняет часть мантии не только под щитом, а и под всей юго-западной окраиной ВЕП. Глубина распростра-

¹ Институт геофизики им. Субботина НАН Украины (ИГФ), Киев, Украина

нения подошвы низкоскоростной области изменяется от 600 км (под Волынским и Подольским мегаблоками) до 700 км (под Приазовским и южной окраиной платформы). На глубине 450–550 км в низкоскоростную область переходной зоны верхней мантии «внедряется» высокоскоростная, которая является ответвлением и характеризует переходную зону верхней мантии молодого обрамления ВЕП. Западная меридиональная граница под Украинским щитом в земной коре пространственно совпадает с Кировоградской зоной глубинных разломов, северная ее граница – со щитом и Днепровско-Донецким авлакогеном. В зоне раздела I на глубине 700–850 км происходит инверсия строения скоростной структуры мантии, связанная с переходом в среднюю мантию.

Анализ данной скоростной модели показывает слоисто-блоковое строение мантии. Градиентные изменения глубины залегания подошвы и кровли скоростных слоев пространственно коррелируют в земной коре с границами основных тектонических структур или их объединениями. Под юго-западной окраиной ВЕП были выделены структуры мантии («мантийные блоки») (таблица).

Мантия под Фенноскандией. В интервале глубин 50–250 км характеризуется высокими, относительно принятой референтной модели, скоростями. В интервале 200–325 км происходит перестройка плана, в результате чего отмечается возврат к субмеридиональному простиранию скоростных структур. С глубины 250 км начинает формироваться полная инверсия скоростей.

По скоростным характеристикам мантийной скоростной области под Фенноскандией в интервале глубин 50–325 км могут быть выделены следующие основные мантийные структуры, соответствующие:

1) мантии под западом Лапландско-Беломорского пояса Кольско-Карельского мегаблока, западной частью Свекофенского мегаблока, исключая район гранитов Смоланда (граница раздела Свекофенского мегаблока на западную и восточную части будет уточнена при рассмотрении долготных и широтных сечений);

2) мантии под Гранулитовым массивом и северо-западом Центрально-Кольского блока, основной части Лапландского массива Лапландско-Беломорского пояса Кольско-Карельского мегаблока, восточной частью Свекофенского мегаблока (Центральный Финляндский массив и его окружение), северной частью Балтийской синеклизы, включая массив Курземе;

3) объединяющая мантию под Мурманским блоком, Центрально-Кольским блоком (исключая Кейвский блок), восточной частью Лапландско-Беломорского пояса, Карельским блоком, с продолжением на запад полосы, проходящей в мантии под Мазуро-Белорусской антеклизой, Мазовецкой впадиной, выходящей под Щецинскую впадину и далее

Структуры мантии («мантийные блоки»)

Мантийный блок	Слой сейсмической литосферы			Переходная зона верхней мантии			Зона раздела I		
	min или max σV_p , км/с	H min или max σV_p , км	H, км	min или max σV_p , км/с	H min или max σV_p , км	H, км	min или max σV_p , км/с	H min или max σV_p , км	H, км
Волыно-Подольский	0.075	50–75	500	0.00 -0.025	500 550	600	0.00 -0.025	700 800	–
Росино-Бугский	0.15	50–75	350	-0.10	500	625	0.025	700	–
Ингуло-Среднеприднепровский	0.125	50–75	300	-0.075 ≥ 0.00 -0.15	400 525 600	650	0.05	750	–
Приазовский	0.10	50–75	400	≤ 0.000 025 -0.125	425 500 650	700	0.025	800	–
Волыно-Подольской плиты	0.075 -0.05	50 150	100	0.10 ≤ 0.00	475 600	650	≥ 0.00	750	850
Приднестровский	0.125	50–75	350	≥ 0.000 05 -0.125	350 475 550	750	≥ 0.00	800	–
Причерноморский	0.10	50–75	300	-0.05 0.025 -0.125	400 500 625	700	0.025	750	–
Западно-Черноморский	0.05 -0.05	50–75 275	125	0.15 -0.20	475 675	700	0.025	750	–
Крымский	0.00 -0.05	50–75 150	50–75	0.075 -0.10	450 600	725	≥ 0.00	750	–
Восточно-Черноморский	0.075 -0.010	50–75 175	75–100	0.125	550	650	-0.025	750	–
Черниговский	0.125	50–75	350	-0.075	600	675	0.025	750	–
Днепровский	0.10	50–75	325	-0.025 ≥ 0.00 -0.05	425 525 625	700	0.025	750	–
Донецкий	0.15	50–75	300	-0.025 ≥ 0.00 -0.025	400 500 600	700	≥ 0.00	750	–

Примечание. min или max σV_p , км/с – минимальное или максимальное значение невязки скорости; H min или max σV_p , км – глубина нахождения минимального или максимального значения невязки скорости; H, км – глубина залегания подошвы слоя.

под Центральный Польский вал, поднятие Рингкюбинг-Фюн и Норвежско-Датскую впадину;

4) соответствующая мантии под Свеконорвежским мегаблоком с выходом на Северную Атлантику.

На всех сечениях в пограничной по отношению к зоне Тейсейра–Торнквиста (юго-западная граница ВЕП) отмечается распространение мантийных скоростных структур Карпато-Балканского региона и Среднеевропейской платформы в мантийные структуры под Фенноскандией и распространение мантийных скоростных структур под Фенноскандией (ВЕП) в мантию под Среднеевропейской платформой. Отмечается связь мантийных структур под западной частью Свеконорвежского мегаблока с мантийными структурами под Атлантикой.

Таким образом, анализ 3-D Р-скоростной модели мантии показывает ее слоисто-блоковое строение. Были выделены скоростные мантийные структуры, которые прослеживаются через всю верхнюю мантию.

Литература

1. Гейко В.С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн. 1997. Т. 19, №3. С. 48–68.

2. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Региональная 3-D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофиз. журн. 2005. Т. 27, №6. С. 927–939.

3. Гейко В.С., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам прихода Р-волн. // Геофиз. журн. 2006. Т. 28, №1. С. 3–16.

4. Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией – I. // Геофиз. журн. 2009. Т. 31, №1. С. 53–72.

5. Geyko V.S. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз. журн. 2004. Т. 26, №1. С. 3–32.

Н.В. Цуканов¹, С.Г. Сколотнев²

Позднемиоценовые островодужные комплексы в составе аккреционной призмы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)

Полуостров Камчатский Мыс является сложно построенным композитным террейном, вошедшим в аккреционную структуру Камчатки в

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова (ИО) РАН, Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

кайнозой [1, 4, 7, 10]. В современной структуре полуострова выделяются два крупных блока: южный (Африканский), представленный аккреционной призмой, и северный (Столбовской) являющийся фрагментом вулканической дуги маастрихт-эоценового возраста [2, 11, 12].

Нами получены новые геологические и геохимические данные по вулканическому комплексу, слагающему тектонический блок в междуречье рек Стланиковая и 1-ая Непропускская, который является ключевым для выяснения геологических связей между Столбовским и Африканским блоками п-ова Камчатский Мыс.

В пределах Африканского блока обнажаются вулканогенные, туфогенно-осадочные и терригенные породы средне-позднемиоценового и палеоцен-эоценового возраста и офиолиты, которые слагают тектонические пластины, покровы и горизонты микститов, образующих сложную покровно-надвиговую структуру [1, 3, 8, 10]. Вулканические комплексы альб-сеноманского возраста, ассоциирующиеся с железистыми аргиллитами и яшмами, представлены толеитами N-MORB типа [8] и щелочными базальтами океанических островов (OIB) [5, 8]. Эоценовый каменный комплекс [8] представлен также толеитовыми базальтами N-MORB типа. Совершенно другая по строению и составу вулканогенная толща слагает тектоническую пластину, которая обнажается по берегу Берингова моря между устьями рек 1-ая Непропускская и Стланиковая, южнее мыса Африка. Из бурых аргиллитов Т.Н. Палечек были выделены объемные формы радиолярий, свидетельствующие о сантон-маастрихтском возрасте вмещающих отложений.

По валовому химическому составу среди изученных пород преобладают базальты с содержанием $\text{SiO}_2 = 46.4\text{--}51.3\%$ и андезит-базальты с $\text{SiO}_2 = 52.1\text{--}53.4\%$, реже встречаются андезиты ($\text{SiO}_2 = 55\%$) и риолиты ($\text{SiO}_2 = 72.58\%$). На дискриминационной диаграмме FeO – MgO практически все относительно слабо измененные породы располагаются в поле толеитовой серии.

Спектры распределения РЗЭ имеют вид, характерный для вулканитов толеитовой серии. Наблюдается определенная корреляция между поведением РЗЭ и петрохимическими параметрами. Менее дифференцированные базальты имеют более низкий уровень концентрации лантаноидов, более дифференцированные базальты – более высокий. В более дифференцированных разностях отчетливо выражена отрицательная европиевая аномалия. Наиболее глубокая европиевая аномалия у риолита, что подтверждает вывод о том, что он является крайним членом дифференциации. В то же время, в области легких земель понижение линии спектра у риолита гораздо круче, чем у базальтов, здесь линия опускается до уровня очень низких концентраций. Спайдер-диаграмма толеита

имеет типоморфные признаки островодужных вулканитов: отчетливо выраженная глубокая отрицательная аномалия в области ниобия и тантала и высокие концентрации LILE. Резко иной характер спайдердиаграммы у риолита. У него наблюдается высокоамплитудная положительная аномалия в области ниобия, тантала и урана и крайне низкие значения LILE.

Результаты петрогеохимического изучения вулканогенной толщи из тектонического блока вблизи рек 1-ая Непропускная и Стланиковая показывают, что слагающие ее вулканиты являются преимущественно производными близких родоначальных толеитовых расплавов, генерированных в надсубдукционном мантийном клине. Эти расплавы претерпели дифференциацию в промежуточных камерах и подводных каналах и формируют серию от наименее дифференцированных базальтов до андезито-базальтов. В небольших количествах присутствуют риолиты, как крайние члены дифференциации.

Один из изученных базальтов отличается по своим геохимическим характеристикам от остальных повышенными концентрациями редких литофильных элементов и особенно легких лантаноидов и относится к обогащенным островодужным толеитам. Ранее образцы с такими геохимическими характеристиками были описаны в разрезе нижнетарховской подсветы Столбовского блока [6], что позволяет предположить, что источником обогащенного материала могли являться верхнемантийные породы, сформировавшиеся ранее в пределах океанской плиты вблизи глубинного плюма (Гавайский плюм по [5]).

Изученные вулканиты отличаются от других верхнемеловых вулканических образований Кроноцкой палеодуги [6]. В частности, в сравнении с базальтами и андезито-базальтами нижнетарховской подсветы Столбовского блока они заметно более титанистые, но менее магниезиальные и калиевые. Однако среди изученных образцов есть и такие, которые близки к нижнетарховским базальтам. Это позволяет нам считать нижнетарховские образования и вулканиты толщи, развитой в междуречье рек 1-ая Непропускная и Стланиковая, представителями одного сегмента палеодуги. При этом, учитывая более древний возраст последних (сантон-маастрихтский), можно предполагать, что вулканиты р. 1-ая Непропускная представляют собой более нижние фрагменты разреза этого сегмента Кроноцкой палеодуги.

Для туфогенно-осадочных образований пикежской свиты А.В. Федорчуком [9] был получен кампан-маастрихтский возраст по комплексам радиоларий. Можно предположить, что пикежские туфогенные образования, развитые в пределах Африканского блока, являются фациальным аналогом вулканогенных образований р. 1-ая Непропускная

(низы разреза) и нижнетарховской подсвиты (верхи разреза) и характеризуют поздне меловой этап развития этого сегмента Кронцовской палеодуги. При формировании аккреционной призмы в основании этой дуги и более поздних тектонических движениях, связанных с коллизией дуги к камчатской окраине они в виде отдельных тектонических пластин вошли в состав этой аккреционной призмы. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №05-08-00017).

Литература

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Ред. Ю.М. Пушаровского М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Баженов М.Л., Буртман В.С., Крежовских О.А., Шапиро М.Н. Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки // Геотектоника. 1991. № 3. С. 82–96.
3. Бояринова М.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Восточно-Камчатская серия, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
4. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
5. Савельев Д.П. Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 14–20.
6. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кронцовского и Камчатскомысского сегментов Кронцовской палеодуги (Камчатка) // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 2. С. 232–236.
7. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Труды ГИН РАН, вып. 577).
8. Федорчук А.В. Полигенные офиолиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №2. С. 14–28)
9. Федорчук А.В., Вишневецкая В.С., Извеков И.Н., Румянцева Ю.С. Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород п-ова Камчатский Мыс // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 11. С. 27–33.
10. Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–89
11. Шапиро М.Н. Пикеевские песчаники на востоке Камчатки: продукты размыва Кордильер, пересекающие Тихий океан? // Геофизические исследования. 2005. Вып. 4. С. 79–93.
12. Alexeiev D., Gaedicke C., Tsukanov N., Freitag R. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka – Aleutian junction // Int. J. Earth Sci. 2006. Vol. 95. P. 977–993.

**О взаимоотношении соляной и гипсовой тектоники
в Соликамской впадине**

Предыдущими исследованиями было показано, что Соликамская впадина, совпадающая в плане с контуром соляной залежи Верхнекамского месторождения солей, характеризуется автономным внутренним строением, обусловленным многократным проявлением гравитационного скольжения и течения как солевых масс, так и надсолевой толщи, которое происходило при общем подъеме территории [1–3].

Анализ структурных признаков хрупких и пластических деформаций в горных выработках в пределах соляной залежи и одной из скважин, вскрывших надсоляной и солевой разрез, позволили разделить изученный разрез на два интервала, характеризующихся своим специфическим типом и временем проявлением деформаций.

Нижняя часть разреза (250–700 м), отвечающая соляной тоще, являлась ареной проявления малоглубинной соляной тектоники, которая реализовалась сразу после накопления галогенной толщи. Расшифровка времени проявления деформаций и трансформации осадка показала, что все значимые хрупкопластические изменения в этой зоне происходили на стадии катагенеза, реализовавшегося в период складчатости солей.

При этом происходил динамометаморфизм солей, сопровождавшийся формированием послойных зон катаклаза и брекчирования со специфическими структурами вращения, хрупкого и пластичного сгущивания, будинажа. В пределах минеральных зерен зафиксированы плоскости скольжения и двойникования (линии Чернова–Людерса), а на уровне пород – дробление, переориентировка и перекристаллизация зерен (директивная и брекчиевая текстуры, порфиробластовая структура). Отмечено широкое распространение секущих (редко согласных) прожилков, выполненных параллельно-шестоватым агрегатом карналлита, сильвина, галита и гипса, которые контролируются прослоями менее пластичных пород. Наиболее высокая степень деформации характерна для наиболее хрупких пород (сильвинитов и, особенно, карналлититов). Галититы наименее подвержены изменению.

Верхний интервал (170–250 м) представляет собой зону распространения сульфатно-глинистых пород. В этой части разреза реконструируются деформации, проявленные на стадии диагенеза (раннего и позднего) и катагенеза, совмещенного с гипергенезом.

¹ Горный институт (ГИ) УрО РАН, Пермь, Россия

На стадии раннего диагенеза проявились подводно-оползневые микроскладки и синростовая деформация растущих ангидритовых желваков, обусловленные послынным скольжением. На стадии позднего катагенеза в хрупкопластичном мергелистом осадке формируются одна или две системы складок волочения, а также субвертикальные зоны растяжения и пластичного сдвига, контролирующие положение цепочек и жилообразных тел, сложенных желваками ангидрита.

Катагенез (гипергенез) был вызван общим подъемом территории на 40–50 м и активизацией деятельности поверхностных и подземных вод. Опускание кровли различных гидрохимических горизонтов спровоцировало трансформацию состава сульфатно-глинистой толщи и разнообразные деформации. На глубине 175–190 м произошло выщелачивание сульфатов, формирование согласных микробрекчий с карбонатным цементом и послынных «сухих» зеркал скольжения. Ниже 190 м активизировались процессы гидратации ангидрита, которые сопровождалась увеличением объема на 10–27%. В пространстве между скоплениями желваков образовались трещины отслаивания, выполненные селенитом. Наличие многочисленных полос излома (кинкбандов) внутри этих прожилков отражает их пульсационный рост, чередующийся с периодами послынного скольжения. В нижней части толщи, где сульфатно-кальциевые воды сменяются хлоридно-натриевыми, зафиксированы отдельные интервалы декарбонатизации мергелей.

Таким образом, в разрезе Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба восстанавливаются разнообразные автономные деформации, происходившие на фоне послынных гравитационных движений. В галогенной толще наиболее значимыми оказались катагенетические (динамометаморфические) изменения, происходившие при складчатости солей, а в надсоляном разрезе – гипергенные, обусловленные гидратацией ангидритов. И те и другие спровоцированы эксгумацией эвапоритовых комплексов и последовавшими за этим структурной и вещественной трансформациями осадочных толщ.

Исследования выполнены при поддержке проекта РФФИ №07-05-96000-р_урал_а.

Литература

1. Чайковский И.И. Тектоника гравитационного скольжения Соликамской впадины //Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Материалы междунар. научн. конф. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 340–343.

2. Чайковский И.И. Основные этапы формирования тектонических нарушений в водозащитной толще Верхнекамского калийного месторождения //Горный журн. 2008. № 10. С. 41–44.

3. Чайковский И.И. Парагенезис деформаций малоглубинной соляной тектоники // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 430–432. (Материалы XLI тектонич. совещ. Т. 2).

Н.М. Чернышов¹, М.Н. Чернышова¹, А.Ю. Альбеков¹

**Дайковые комплексы ультрамафит-мафитовых формаций
различных геодинамических режимов развития
Воронежского кристаллического массива**

Дайковые образования, являющиеся одним из существенных компонентов магматических и рудномагматических систем, представляют исключительный интерес для решения фундаментальных проблем геологии, геодинамики, петрологии и рудообразования. Особая роль принадлежит дайкам ультрамафит-мафитовых и мафитовых интрузивных комплексов и стратифицированных вулканических серий, с которыми в ряде регионов мира ассоциируют гигантские и крупные полигенные по своей природе платиносодержащие хромитовые, титаномагнетитовые, сульфидные платиноидно-медно-никелевые и малосульфидные платинометалльные месторождения.

Докембрийский фундамент Воронежского кристаллического массива (ВКМ) – крупный (540x1000 км) сегмент Восточно-Европейской платформы – характеризуется исключительно широким развитием ультрамафит-мафитовых и мафитовых формаций, образующихся в условиях зарождения раннеархейской коры (перидотит-пироксенит-габбронорит-анортозитовая: бесединский комплекс), позднеархейского энсиалического рифтогенеза (коматиит-базальтовая, базальт-риодацитовая в объеме михайловской серии; дунит-перидотитовая в объеме железногорского или сергиевского комплексов и тарасовского комплекса параллельных даек), рассеянного спрединга и реактивизированных структур в раннем карелии в процессе субдукции Хоперского и Курского мегаблоков (пироксенит-габбровая, дунит-перидотит-пироксенит-габбронорит-габбровая, ортопироксенит-норит-диоритовая: рождественский, мамонский, золотухинский, еланский комплексы), постколлизийного – тафрогенного (верлит-вебстерит-габбровая и габбронорит-кварцмонцоит-гранитная: шукавский и ольховский комплексы), раннеплатформенного и платформенного этапов (трапсовая троктолит-габбродолеритовая: смородинский и новогольский комплексы; щелочно-ультрамафитовая с карбонатитами: дубравинский комплекс) [2].

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

В составе магматических формаций выделяется не менее трех формационно и генетически различных групп даек. Первая из них, сопряженная со становлением магматических формаций, представлена: а) дайками-апофизами вулканических (субвулканических) и в большей мере интрузивных эквивалентов во вмещающих породах (перимагматические дайки); б) жильными образованиями разновозрастных фаз плутонов и отщепления интеркумулясного расплава автономно кристаллизующихся петросистем. Ко второй группе относятся дайки более поздних, различных по формационной принадлежности вулканических серий и интрузивных комплексов. В особую группу выделяются гетерогенные по своей природе и составу лампрофиры [4]. По особенностям внутреннего строения среди даек выделяются: а) простые, петрографически однородные; б) сложные дифференцированные и преимущественно многократного внедрения, нередко пространственно совмещенные, петрографически неоднородные.

Полнота проявления формационно и петролого-генетически различных типов даек, их состав, пространственно-временные соотношения как составных частей магматических формаций всецело определяются геодинамическими режимами формирования последних.

Смена геодинамических режимов в процессе длительного (AR_1-K_2) формирования коры континентального типа ВКМ и ее структурно-вещественной эволюции сопровождалась изменением петролого-геохимического облика магматических формаций с отчетливым возрастанием в их составе количественной роли даек (от 1.5 об.% в бесединском комплексе до 2 об.% в железногорском, 6–12 в мамонском, 6–7 – в еланском и 7–10 об.% в смородинском и новогольском). При этом, с одной стороны, отчетливо прослеживается значительное обогащение дайками магматических комплексов и серий, сформировавшихся в условиях энсиалического рифтогенеза (с образованием самостоятельного тарасовского габбро-диабазового дайкового комплекса в пределах позднеархейских зеленокаменных поясов), рассеянного спрединга и реактивизации позднеархейских рифтогенных структур (мамонский и еланский комплексы) и континентального рифтогенеза (смородинский и новогольский комплексы), а с другой – дайки, комагматичные подобным комплексам, выступают в качестве важнейших рудонесущих и рудовмещающих компонентов платиносодержащих хромитовых, титаномагнетитовых и крупных сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений [1–4].

Нуклеократонный этап становления ВКМ характеризуется крайне ограниченным спектром высокомагнезиальных с повышенной железистостью магматических формаций и, как следствие, незначительным развитием дайковых пород (пироксениты, габбро-нориты, горнблендиты в составе бесединского комплекса), которые в условиях глубокой степени

эродирования представляет собой, по существу, лишь магмовыводящие каналы. Комплекс параллельных и слабосекущих даек габбродиабазов Белгородско-Михайловского и Орловско-Тимского позднеархейских коматиитсодержащих зеленокаменных поясов по петролого-геохимическим параметрам близки к толеитовым метабазальтам михайловской серии.

Значительное увеличение в составе магматических формаций количественной роли дайковых образований их геолого-петрологических типов, групп, семейств, видов, разновидностей слагающих их пород на раннепротерозойском этапе отражает исключительное многообразие геодинамических обстановок (реактивизация позднеархейских рифтогенных структур, сложные процессы субдукции, сопровождаемые рассеянным спредингом, коллизии и тафрогенеза и завершающего раннеплатформенного и платформенного этапов с активным внутриплитным режимом) длительного (порядка 700 млн лет) формирования коры континентального типа и ее структурно-вещественной эволюции.

Закономерное изменение геодинамических и эндогенных режимов раннепротерозойского цикла развития ВКМ сопровождалось: а) изменением составов и сериальной принадлежности магматических образований и входящих в них дайковых образований; б) увеличением роли процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании исходных магматических расплавов, приводящих к разнообразию ультрамафит-мафитовых и мафитовых магматических формаций и серий с переходом от коматиитовых и толеитовых ассоциаций к известково-щелочным, субщелочным и щелочным; в) возрастающей ролью при формировании ультрамафит-мафитовых комплексов ассимиляционных процессов (с появлением специфических кремнистых высокомагнезиальных серий) в объеме еланского комплекса, внутрикамерной дифференциации и флюидно-магматического расслоения, сопровождавшихся образованием полиэлементных рудномагматических систем [2].

На примере двух многофазных никель-платиноносных комплексов – мамонского дунит-перидотит-пироксенит-габбронорит-габбрового (2100–2080±10 млн лет) и еланского ортопироксенит-норит-диоритового (2065–2050±14 млн лет) установлено, что степень насыщения дайками и многообразие их состава определяются структурными, петрологическими факторами, полнотой проявления глубинной (фазной) и внутрикамерной дифференциаций. Мамонский комплекс включает три последовательно сформировавшиеся породные ассоциации, определяющие структурно-вещественный тип интрузий: а) ультрамафитовый, в разной мере дифференцированный, промышленно рудоносный; б) дифференцированный ультрамафит-мафитовый, потенциально рудоносный; в) мафитовый недифференцированный, безрудный.

Выполненные специальные расчеты позволили установить, с одной стороны, высокую степень насыщенности массивов мамонского комплекса дайками (до 12%), т.е. дайки являются существенным компонентом интрузий, а с другой – зависимость количественной распространенности дайковых пород от структурно-вещественного типа вмещающих интрузий и их пространственного сонахождения. Во всех случаях наибольшим распространением пользуются дайковые породы, генетически связанные с мамонским никеленосным комплексом. На их долю приходится от 62 до 90 об.%. Роль даек более поздних магматических комплексов невелика (17–30 об.%).

Широкий спектр групп (ультраосновные, основные, средние и кислые), семейств (пироксениты, горнблендиты, габброиды, диориты, гранодиориты, граниты, лампрофиры), видов и разновидностей (свыше 50) дайковых пород, развитых среди интрузий мамонского комплекса, отражает принадлежность даек к трем последовательно сформировавшимся магматическим комплексам – мамонскому ультрамафит-мафитовому, еланскому ортопироксенит-норит-диоритовому и бобровскому гранитоидному. Количество групп (основные, средние и кислые), семейств (пироксениты, габброиды, диориты, гранодиориты, лампрофиры), видов и разновидностей (до 15) дайковых пород в еланском комплексе более ограничено и отражает лишь многофазный его характер и отсутствие дифференцированности, столь характерной для промышленно рудоносных интрузий мамонского типа [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» ГК №02.740.11.0021 и ГК № П171, проекта РФФИ №08-05-99003-р_офи.

Литература

1. *Альбеков А.Ю.* Геология, петрология и минерагеническая оценка перспектив рудоносности габбро-долеритовых массивов трапповой формации Воронежского кристаллического массива: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Воронеж, 2002. 24 с.
2. *Чернышов Н.М.* Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2004. 448 с.
3. *Чернышова М.Н.* Дайки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2005. 386 с.
4. *Чернышов Н.М., Чернышова М.Н.* Рудонесущая роль даек сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудномагматических систем // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 2008. № 2. С. 109–133.
5. *Wilson A.H., Prendergast M.D.* Platinum-group element mineralization in the Great Dyke, Zimbabwe // S. Afr. J. Geol. 2001. Vol. 104, №4. P. 319–342.

Окраинноморская литосфера – ведущее звено главной геотектонической (геодинамической) триады Земли

Идея использования в тектонических построениях не двух-, как принято, а трехчленной типизации земных недр не нова. В частности, на II Всесоюзном совещании по проблемам тектоники в докладах ведущих тектонистов страны (Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин и П.Н. Кропоткин) и геофизика И.В. Померанцевой высказывались и всесторонне обосновывались представления о правомерности выделения, наряду с общепринятыми континентальным и океаническим типами земной коры, также третьей («геосинклинальной») ее разновидности (Строение и развитие земной коры, 1964 г.). Как известно, предложенное новшество в дальнейшем не укоренилось (возможно, в том числе, и из-за неудачного наименования).

Тем не менее, в ходе работы над составлением «Тектонической карты Востока СССР и сопредельных областей» (1979 г.) автор пришел к выводу о развитии мезозойд Северо-Востока на особом, специфическом субстрате, отличном как от океанического, так и от континентального, и тем самым напоминающем таковой, развитый в современных окраинных морях, потому и названный палеоокраинно-морским. В дальнейших работах автора получили последовательное развитие представления о целесообразности и правомерности использования в тектонических целях, в частности, в палеогеодинамических построениях, не двух-, как принято, а трехчленной типизации земной коры [4]. Помимо общеизвестных – океанического и континентального его типов, в качестве равнозначной с ними предлагалось узаконить выделение так называемой окраинно-морской разновидности земной коры. Аргументация в пользу реального существования таковой приводилась самая разнообразная: тектоническая, петрологическая, геофизическая, морфологическая. Но хотя предлагаемая новация имела определенный научный резонанс и была положительно воспринята – использовалась в построениях ряда исследователей как отечественных (В.Т. Съедин, А.А. Пейве, М.Н. Косько, Н.И. Филатова и др.), так и иностранных (К.Тамаки), однако полного признания она так и не получила.

Главный аргумент скептиков при этом был всегда одинаков и заключался в следующем: для чего, собственно, нужно вводить новый термин

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

«окраинно-морская» кора, коли давно существуют и широко используются такие известные наименования, как субконтинентальная (утоненная континентальная) и субокеаническая (утолщенная океаническая), достаточно полно отражающие, по их мнению, промежуточную или переходную, а стало быть, второстепенную сущность земной коры, развитой в пределах краевых задуговых бассейнов (но и не только в них). И такой довод достаточно трудно было опровергнуть вплоть до тех пор, пока с помощью сейсмотомографических наблюдений не удалось со всей определенностью показать, что практически все окраинно-морские бассейны имеют отчетливые глубинные, вплоть до литосферных, границы. Последние, совпадая с древними либо с современными сейсмофокальными зонами, отчетливо очерчивают вполне самостоятельные литосферные микроплиты; причем, что крайне важно подчеркнуть, плиты – с внутренним глубинным устройством, принципиально отличным и от океанических, и от континентальных площадей.

Так, по данным сейсмотомографии, Охотоморская плита (явившаяся, кстати, тектонотипической для выделения автором окраинно-морской разновидности коры), как оказалось, имеет по всему своему периметру весьма глубинные (вплоть до 400–600 км) границы, трассируемые либо палео- (на севере и западе), либо современными (на юго-востоке) зонами субдукции [1, 6]. Ни о каком предполагавшемся многими исследователями постепенном переходе этой плиты к северу, в континентальные Евразийскую или Северо-Американскую, в свете современных геофизических данных, не может быть и речи. Охотоморская плита является вполне самостоятельной и автономной тектонической единицей (точно так же, как таковыми являются, согласно тем же сейсмотомографическим наблюдениям, смежные с нею Япономорская и Берингоморская).

Но наиболее эффектно, ярко и выразительно своеобразный микроплитный характер и специфическое глубинное устройство (со стагнантными слэбами в основании, водообогатенной мантией, малоглубинными диапирами, разнонаправленными полого- и крутонаклоненными субдукционными зонами) удалось показать на примере детально и всесторонне изученной современной сложной системы задуговых бассейнов в регионе Юго-Восточной Азии [8].

Число приведенных примеров своеобразия глубинного строения окраинных морей можно было бы приумножить, в частности, за счет Карибского межокеанического региона. Однако и изложенного вполне достаточно, чтобы убедиться, что давние авторские представления именно о трехчленной типизации земных недр не только не потеряли свою правомерность, но, все более подтверждаясь новыми геологическими наблюдениями, существенно углубились, причем как в прямом,

так и в переносном смысле этого слова. Действительно, если ранее типизация проводилась лишь на относительно малоглубинном коровом уровне (а потому, возможно, и оказалась недостаточно убедительной), то теперь с появлением сейсмотомографических методик просвечивания Земли этот уровень существенно, во много крат, углубился, достигая обычно подошвы литосферного слоя, а нередко и мантийно-ядерной границы.

Таким образом, на смену традиционному оперированию при тектонических построениях разновидностями земной коры приходит деление литосферной оболочки Земли на три крупные составные части, или литосферные типы, – океанический, окраинно-морский и континентальный, каждому из которых соответствуют свои собственные параметры и характеристики. Так, все они обладают четко выраженными глубинными сейсмическими границами, ясным, неповторимым морфологическим обликом (океанические впадины, окраинно-морские бассейны, континенты); существенным своеобразием магматических и металлогенических проявлений; наконец, специфическими особенностями протекающих в них тектонических процессов (или режимов). В совокупности же, как представляется, эти типы литосферы и составляют главную геотектоническую, или геодинамическую, триаду Земли, отражающую направленность ее глубинного развития. При этом крайне важным, можно сказать, ключевым и наиболее сложным звеном этой единой эволюционной цепочки является именно окраинно-морская разновидность литосферы, представляющая собой своеобразную фабрику (или «роддом») по производству новых порций ювенильной континентальной коры, а по представлениям Маруямы, и возможным центром созидания суперконтинентов [8].

Что же касается происхождения окраинных морей (и одноименной литосферы), то из всех предложенных способов (базификация и обрушение континентальной коры; отчленение, или траппинг, океанических пространств; раздвиговые процессы) наиболее приемлемым представляется вариант, берущий свое начало от П.Н. Кропоткина, впервые указавшего, что «лишенные гранитной части впадины Охотского и Берингова морей выглядят, как прорехи в сиалическом слое, возникшие при дрейфе островной дуги в сторону Тихого океана». Ныне этот чрезвычайно популярный у зарубежных геологов вариант объяснения образования островных дуг и краевых бассейнов называется откатом («rollback») желоба в сторону океана вследствие последовательного погружения в мантию толстого и холодного океанического слэба (с отрицательной плавучестью) и последующего его выполаживания и стагнации.

Веское подтверждение существования упомянутой геотектонической триады (океаническая–окраинно-морская–континентальная литосфера)

мы находим в металлогенических построениях как отечественных [2], так и зарубежных исследователей [7]. Как было показано в недавних работах [3, 5], металлогения с ее тремя характерными «линиями» или «полихронными формационными рядами» замечательно укладывается в представления о существовании трех главных типов литосферы Земли: двух общепринятых «классических» (океанического и континентального) и третьего, с так называемым модифицированным типом оруденения – окраинно-морского, по нашему твердому убеждению, в полной мере недооцененного. А между тем, такая считавшаяся промежуточной или переходной разновидность литосферы является едва ли не определяющей в эволюции Земли как в тектоническом отношении – рождение новых порций ювенильной континентальной коры и формирование суперконтинентов, так и в металлогеническом плане – разнообразный и высокий промышленный потенциал рудных проявлений.

Литература

1. Константиновская Е.А., Горбатов А.В., Иванов Г.М. Зона палеосубдукции в Охотском море: геологические и геофизические данные. // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 278–282. (Материалы Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Сидоров А.А. О трех эволюционных линиях рудообразования. // Докл. РАН, 1995. Т. 344, № 2. С. 219–221.
3. Сидоров А.А., Чехов А.Д. О трех главных типах литосферы Земли и их металлогенической специализации. Докл. РАН. 2009. Т. 427, № 2.
4. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинно-морская модель). М.: Научный мир, 2000. 204 с.
5. Чехов А.Д., Сидоров А.А. О тектонической природе Яно-Колымского золотоносного пояса. // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 3. С. 369–373.
6. Bijwaard H., Spakman W. Closing the gap between regional and global travel time tomography. // J. Geoph. Research. 1998. Vol. 103, No. B 12. P. 30055–30078.
7. Groves D. J., Condie K.C., Goldfarb R.J. et al. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. // Econ. Geol. 2005. Vol. 100. P. 203–224.
8. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // Gondwana Res. 2007. Vol. 11. P. 7–37.

**Корреляция событий конца мела и раннего палеогена
Камчатско-Корякского и Аляскинско-Алеутского
сегментов Тихоокеанского пояса**

В современной структуре Алеутский и Курило-Камчатский желоба, смыкающиеся восточнее п-ова Камчатский Мыс, отделяют Тихоокеанскую плиту от складчатого обрамления и глубоководных котловин Берингова моря. Современные вулканические дуги начали свое развитие в разное время – Алеутская – с середины лютетского века [11], а Восточно-Камчатская – с плиоцена. Естественно, что события, предшествующие становлению современной структуры упомянутых сегментов, были различны, однако в обоих случаях существует определенная возможность их корреляции, начиная с позднего кампана. В Камчатско-Корякском сегменте прежде всего следует разделять автохтонные образования, сформированные в пределах собственно Азиатской континентальной окраины, и аллохтонные аккрецированные террейны, образование которых происходило в других условиях и в отдалении от края континента.

Отложения конца мелового и начала палеогенового времени, сформированные в пределах Азиатской континентальной окраины, известны от западной части Берингоморского шельфа (по данным бурения и драгирования [12]) и далее (на суше) от п-ова Наварин через южные и центральные части Корякского нагорья к побережью залива Шелихова на Камчатском перешейке и затем к югу в районах Западной Камчатки. Верхнемеловые отложения континентальной окраины в Центральной Корякии формировались в пределах неритовой зоны, а палеоценовые – в перемежающихся литоральной и неритовой обстановках, что определяется по составу фаунистических остатков и ископаемой флоры [1, 3, 5]. На западном побережье северной Камчатки (Камчатский перешеек) выходят отложения палеоценовой угленосной чемурнаутской серии. Для отложений чемурнаутской серии характерно частое чередование остатков наземной флоры и морской фауны (в том числе солоноватоводной). В центральной части западной Камчатки на Ухтолокском полуострове выходят палеоценовые наземные вулканиты, а восточнее – континентальные отложения с туфовыми горизонтами свит мыса Зубчатого и хулгунской [3]. П-ов Наварин и прилегающая часть Берингоморского шельфа представляют собой особую область, где с позднего альба и до конца палеоцена чередовались мелководно-морские и континентальные

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

условия, что подтверждено обильными сборами фауны и флоры [1]. Тектоническая обособленность развития п-ова Наварин от остальной части Корякского нагорья в течение всего позднего мела дает основание для предположения о том, что эта область вместе с западными районами Берингоморского шельфа принадлежала либо каким-то частям Северо-Американской литосферной плиты, либо одной из малых плит, мозаика которых формировала сложную границу литосферных плит Евразии и Северной Америки в позднемеловое время.

Аллохтонные и террейновые комплексы Азиатской окраины представлены позднекампанско-палеоценовым флишоидным (укэлятский, лесновский, хозгонский «флиш» [4]), коньяк-датским островодужным (Олюторско-Восточно-Камчатский террейн) и коньяк-приабонским островодужным (Кроноцкий террейн [2]) комплексами.

Флишоидный комплекс и Олюторско-Восточно-Камчатский террейн были аккретированы в конце палеоцена – раннем эоцене, а Кроноцкий – в миоцене.

Как было установлено [9], обширные террейны Южной Аляски, транспортированные вдоль западного края Северо-Американского континента с юго-востока на северо-запад, в кампанском веке уже занимали свое современное положение. То же самое можно говорить о краевой части Беринговского шельфа, где по результатам бурения и драгирования обнаружены только кампан-маастрихтские и раннепалеогеновые отложения (изредка с прослоями вулканитов), сформированные в континентальных и неритовых условиях [9, 12]. Полуостров Аляска в конце позднего мела и в палеоцене являл собой все признаки активной континентальной окраины с вулканическим фронтом в пределах полуострова и глубоководным желобом, который заполнялся терригенными осадками вдоль островов Шумагина и Кадьяк, о чем свидетельствует маастрихт-палеоценовый шумагинский флиш [9]. Вулканическая ось Алеутской островной дуги, наиболее ранние образования которой датируются 46 млн лет [11], на полуострове Аляска совпадает с распространением позднемеловых и палеоценовых вулканитов и интрузий, а положение глубоководного желоба смещено в сторону океана.

Сравнивая события раннего палеогена рассматриваемых сегментов Тихоокеанского пояса, можно отметить существенные различия не только в развитии, но и в причинах к ним приведших. Отступление желоба от окраины Южной Аляски и заложение Алеутской зоны субдукции хорошо согласуется с изменением направления Тихоокеанской плиты (47 млн лет [7]). Столкновение Олюторско-Восточно-Камчатского островодужного террейна с Азиатской окраиной, произошедшее в конце палеоцена – раннем эоцене, связано с автономными процессами внутри систе-

мы континент – окраинное море – активная Кронуцкая островная дуга и напрямую не связано с направлением движения океанической плиты.

Наиболее сложной и практически не разработанной темой является сосуществование на протяжении 11–13 млн лет двух активных дуг на границе с Тихоокеанской плитой – современной Алеутской, начавшей свое развитие, как принято считать, в первой половине лютетского века, и Кронуцкой, активно развивавшейся с сенона по конец эоцена. Американские исследователи связанных этой темой вопросов не касаются, а российские – избегают, видимо, в связи со спорностью многих построений. Заявленная тема обязывает рассмотреть возможные варианты.

Первый вариант – относительно традиционный. Основная его идея заключается в том, что на этапе до заложения Алеутской дуги, в западном секторе предполагается субдукция плиты Пацифики под Кронуцкую дугу, а в восточном секторе – прямая субдукция под Южную Аляску и полуостров Аляска. У западной оконечности полуострова происходили резкий изгиб и далее – косая субдукция под Беринговский шельф [6, 9, 11]. Соответственно в этом случае Аляскинскую и Кронуцкую зоны должен соединять протяженный трансформный разлом. После заложения Алеутской зоны субдукции возникшая молодая Алеутская дуга смыкается с Кронуцкой дугой, существовавшей с конца позднего мела.

Второй вариант основывается на фактическом материале по Алеутской дуге. Исследования показали, что ширина основания дуги составляет более 250 км [9], что в целом существенно больше, нежели у других внутриокеанических дуг. При этом со стороны глубоководного желоба на глубине около 4000 м Алеутская гряда сопровождается террасой шириной более 100 км, перекрытой осадками, мощность которых иногда достигает 1–3 км [9]. По данным геофизических исследований, Алеутская дуга характеризуется значительной (30 км) мощностью земной коры, которая превосходит средние мощности коры (15–20 км) других внутриокеанических дуг [8]. Последнее обстоятельство приводит к необходимости объяснять увеличение мощности коры чрезвычайной вулканической продуктивностью Алеутской дуги, не сравнимой с интенсивностью вулканизма в подобных дугах [10]. Кроме этого, сейсмические скоростные характеристики горизонтов, выделяемых в разрезе земной коры Алеутской дуги (центральная часть, 172° з.д.) существенно отличаются от таковых для разреза типичной внутриокеанической дуги Идзу–Огасавара [8]. Так в разрезе последней верхняя мантия перекрывается слоем со скоростями 7.2–7.4 км/с мощностью 4–5 км, тогда как в разрезе Алеутской дуги подобный слой едва заметен (100–150 м). Выше располагается слой 6.8–7.2 км/с. В первом случае он по мощности не превышает 5–6 км, тогда как Алеутском разрезе представляет более по-

ловины мощности всей коры (более 20 км). Для дуги Идзу очень характерен слой 6.0–6.4 км/с, который совершенно отсутствует в Алеутском разрезе, как бы замещаясь слоем 6.4–6.8 км/с, отсутствующим в дуге Идзу. Самые верхние горизонты разреза в целом идентичны со слоями 1.5–5.0 и 5.0–6.0 км/с. Сумма приведенных фактов, касающихся строения Алеутской дуги, позволяет обсуждать предположение о том, что Алеутская дуга, аналогично тому, как это происходит на полуострове Аляска, развивалась на позднемеловом–раннепалеогеновом основании, так же, как это происходило в Кроноцкой дуге. В этом случае, возможно, что в конце позднего мела и в палеоцене Азиатско-Северо-Американские континентальные окраины были отгорожены от Пацифики соединявшимися островодужными системами – Малокурильской, Кроноцкой и Алеутско-Аляскинской. В более позднее время, соответствующее сосуществованию активных Кроноцкой и Алеутской дуг, в задуговом бассейне происходили сложные процессы, приведшие к возникновению поднятия Витус, образованию дуги Бауэrsa и формированию подводного хребта Ширшова.

Работа поддерживалась проектами РФФИ №№08-05-00748, 09-08-00015а и грантом НШ-651.2008.5.

Литература

1. *Герман А.Б.* Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России). М.: ГЕОС, 1999. 121 с.
2. *Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 549).
3. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) // Ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1997. 367 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 488).
4. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: Методы трекового и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 318 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577).
5. *Чехович В.Д., Паланджян С.А., Сухов А.Н., Егоркин А.В., Беньямовский В.Н.* // Геотектоника. 2008. №1. С. 58–76.
6. *Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J.* // Tectonics. 1992. Vol. 11. №4. P. 719–731.
7. *Duncan R.A., Keller R.A.* // Geochem. Geophys. Geosyst. 2004. Vol. 5. №8. P. 1–13.
8. *Fliedner M.M., Klemperer S.I.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000 Vol. 179. P. 567–579.
9. Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basins – Beaufort Sea to Baja California / Ed. D.W. Scholl, A. Grantz, J.G. Vedder // Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, 1987. Vol. 6. 799 p.
10. *Holbrook W.S., Lizarralde D., McGeary S., Bangs N., Diebold J.* // Geology. 1999. №1. P. 31–34.

11. Jicha B.R., Scholl D.W., Singer B.S., Yogodzinski G.M. // *Geology* 2006. Vol. 34, №8. P. 661–664.

12. Worrall D.M. Tectonic History of the Bering Sea and Evolution of Tertiary Strike-Slip Basins of the Bering Shelf // *Geol. Soc. of America. Spec. Paper* 257. 1991. P. 121.

Б.М. Чиков¹, С.В. Зиновьев¹

Геомеханика сейсмоочаговых систем как модель формирования региональных деформационно-метаморфических структур земной коры

В соответствии с классической механикой, геомеханические модели включают представления о реальных геологических структурах в наблюдаемом виде (геостатика), а также о силах, условиях и механизмах формирования геосистем (геодинамика). Геомеханический подход позволяет разрабатывать геостатические (геолого-структурные) модели с принципиальной возможностью экспериментальной проверки выделяемых элементов структуры, их закономерных связей и отношений; а в геодинамических моделях – сместить акцент с исторических принципов на энергию и механизмы деформации, разрушение и минеральные преобразования породных масс.

Общая система представлений геомеханики деформационно-метаморфических структур включает геодинамические и геостатические модели. В основе первых: а) *энергетический потенциал* очаговой системы; б) *механизмы деструкции* минеральных масс в условиях ориентированного (векторного, стрессового) поля напряжений; в) *механохимические эффекты* преобразования пород (твердотельные реакции в диспергитах, влияние адсорбционно-активных сред и вибрации). Основы геолого-структурных моделей определяют упорядоченности (симметричные отношения) распределения породных масс динамометаморфического типа и механических деформаций.

Региональные деформационно-метаморфические структуры (ДМС) – это локальные объемы земной коры, в которых разрядка внешнего механического нагружения сопровождается деформацией геологических тел с фиксированным разрушением и контрастным преобразованием породных масс геологической среды.

Материальной основой тектоники региональных ДМС являются новообразованные породные массы динамометаморфического типа (тек-

¹ Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

тониты) с контрастным по интенсивности преобразованием исходного породного субстрата и с новым структурным «каркасом» обособления. Форма обособления зависит от типа ориентированного нагружения (взрыв, стесненный срыв, импакт и т.п.). Соответственно регулирующим правилом выделения ДМС является наличие представительных объемов формаций тектонитов с индикаторными формами структур пластического и катакластического течения, а также морфология их обособления.

В эмпирическом множестве ДМС преобладают очаговые типы единичных природных явлений, а в условиях повторяющихся стрессовых воздействий – линейные и туннельные системы очаговых структур. Для выделенных групп ДМС характерна устойчивость симметричных отношений при наличии контрастного метаморфизма породных масс.

Множество очаговых структур объединяет квазиизометричные обособления ассоциаций тектонитов. Это очаги землетрясений, метеоритные кратеры, экстремальные деформации региональных сдвигов, углеводородные, декомпрессионные и реологические взрывные структуры в недрах и на поверхности и т.п.

Очаги крупных землетрясений – наиболее представительные структуры деформационно-метаморфического типа в земной коре, своего рода тектонотипы. Их параметры в физических моделях соотносятся с условной точкой (гипоцентром), для которой специалисты определяют тип напряжения и ориентировки деформации. Это своего рода краевые решения, как первое приближение к геомеханике сейсмоочагов.

Характеристика магнитуды землетрясения (M) позволяет оценить соотношения энергии, выделившейся в очаге, с его размерами. При этом в практической сейсмологии используются уравнения $\lg L$ (км) = $0.44 M - 1.29$ [3] или $\lg L$ (км) = $0.39 M - 1.00$ [1]; существует также пропорциональная зависимость объема очаговой области от количества сейсмической энергии землетрясения [4]. Размеры крупных единичных очагов с $M=8$ в сечении достигают 100×100 км², а с учетом афтершоков – до 250×100 км². Соответственно, объемы единичных очагов преобразования породных масс определяются сотнями тысяч кубических километров.

Во взаимодействиях минеральных масс очаговой области количество энергии сохраняется за счет переходов одних ее видов в другие, а необратимая направленность распределения выражается тем, что вместе с эффектами механической трансляции всегда наблюдаются термодинамические и химические эффекты массопереноса. При формировании очаговой структуры землетрясений с M до 5–7 в стресс-преобразованиях среды преобладают катакластические механизмы. При более мощных событиях ($M > 8$) процесс приобретает характер реологического взрыва и сопровождается не только механическим разрушением, но также высо-

коскоростным метаморфизмом пород на основе тонкого диспергирования, с эффектами влияния адсорбционно-активных сред, вибротехники и виброреологии.

Процесс преобразования геологического субстрата в очагах землетрясений объединяет механизмы разрушения и литификации материала деструкции в условиях всестороннего «обжатия» с образованием качественно нового породного комплекса тектонитов, а также структурирование материала деструкции в режиме ударных волн и колебательных движений. Преобразование геологического субстрата очаговой области включает рекристаллизацию и перекристаллизацию пород субстрата, твердотельные химические реакции, в том числе механохимического типа. После завершения активной стадии сейсмоочага региональное литостатическое давление и всестороннее обжатие обеспечивают закрепление основных черт симметричных отношений очаговых деформационно-метаморфических структур.

Основой механизма формирования очаговой ситуации служит ударная волна (УВ) – уникальный механизм импульсного нарушения равновесия геосистемы как очень быстрое и кратковременное механическое воздействие типа гидродинамического разрыва (10^{-3} – 10^{-6} с). Она производит начальную работу в механизмах формирования очаговой области, центробежно распространяется от условной точки возбуждения, разрушает исходную структуру среды, инициирует высокоскоростные механические и химические преобразования среды по фронту путем активизации роста микроразрывов и дефектов упаковки кристаллических решеток. При повторяющихся критических нагрузках процессы деформации и разрушения проявляются более интенсивно, а деформационные поверхности (трещины) неравномерно распространяются по всему объему деформируемых минеральных масс. В соответствии с центробежным движением очаговой ударной волны и соответствующим характером массопереноса от гипоцентра можно предполагать, что в структурировании очага должны преобладать радиально-векторные системы упорядоченности (симметрии) распределения очаговых тектонитов.

В качестве начальных условий формирования очаговой структуры удобна модель мезоуровня [2]: 1) на стадиях, предшествующих разрушению, реликтовое сохраняются относительно устойчивые (жесткие) домены и возникают взаимодействующие участки (полосы) пластического течения; 2) в процессе разрушения очаговой среды движение вещества формирует комбинации деформаций сдвига (в зонах течения) и вращения доменов, т.е. своего рода проявление турбулентности в твердом теле.

Техногенной моделью геомеханики единичного сейсмического события может служить очаг ядерного подземного взрыва. Установлено, что

энергия подземных атомных взрывов вполне сопоставима с энергией землетрясений с M от 4 до 8.5 (6.3×10^{10} – 3.6×10^{17} Дж). В кратере взрыва начальное ударное давление достигает 1000 Мбар, а температура за фронтом ударной волны – порядка 10^6 градусов. Наряду с механической деструкцией исходного геологического субстрата, к следствиям такого воздействия относятся: локальное плавление породных массивов; фазовые превращения кварца с образованием стишовита, коэсита, тридимита; образование лешательитов и даже алмаза; химические реакции минералообразования протекают за наносекунды (10^{-9} с).

Геомеханический анализ позволяет установить связь очагов с условиями формирования тектонических структур типа «региональных сдвигов» (shear zones). Как правило, очаги землетрясений и афтершоков образуют сейсмофокальные концентрации в области взаимодействия крупных геоблоков земной коры.

Очевидно, общей закономерностью геодинамики межблоковых (линейно-зональных) концентраций очагов является высокая частота повторяемости событий, что соответствует модели множественных периодических (пульсирующих) движений типа малоамплитудных сдвигов. Энергия взаимодействия циклически-унаследованно, но нелинейно реализуется в виде деформационных и деформационно-метаморфических состояний: а) упругой деформации минеральной среды (напряженно-деформируемое состояние текущего равновесия); б) деформированием среды по разломному принципу (разломообразование); в) механическим разрушением в объеме (деструкция с реликтами разломных структур); г) глубоким структурно-вещественным преобразованием (деформационно-метаморфическое состояние). Эти состояния в ДМС взаимосвязаны по принципу «телескопирования» и накопления структурно-вещественных следствий. Объем преобразованных породных масс в единичной структуре «регионального сдвига» может достигать многих миллионов кубических километров.

Многолетний опыт полевых работ в различных деформационно-метаморфических структурах показывает, что главными типовыми группами породных масс тектонитов являются: а) динамокластиты (механокластиты) – результат механического разрушения первичных породных массивов без существенного изменения минеральной основы (пара- и ортокатаклазиты, диспергиты, брекчии); б) бластомилонит-бластокатаклазитовые формации (тектоносланцы, сланцеподобные и гнейсоподобные механокластиты); в) тектономикститы (неоднородные меланжеподобные тектониты с локальным проявлением структур течения). По-видимому, аналогичные породные массы образуют материальную основу и очагов землетрясений (см. выше).

При наличии ослабленной деформационной поверхности сейсмическая энергия канализуется от точки ее выделения по магистральному разлому между взаимодействующими блоками, формируя структуры течения. В этих условиях веерные симметрии упорядоченности структуры очагов приобретают свойства анизотропности в соответствии с ориентировкой пульсирующего сдвигового массопереноса, а минеральная среда качественно преобразуется по принципу «полнокристаллическая порода → бластомилонит» со скоростью самой деформации. Эффекты высокоскоростного преобразования минеральных сред подтверждены результатами лабораторных экспериментов.

Геостатические и геодинамические модели разнотипных ДМС обладают физической общностью, различаясь лишь типами внутренних симметричных отношений; они инвариантны относительно масштаба проявления, пространственных и временных координат, а также геологии «дострессового» субстрата.

Литература

1. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. 151 с.
2. Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физ. мезомеханика. 1998. Т. 1, № 1. С. 5–22.
3. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.
4. Садовский М.А., Кедров О.К., Пасечник. О сейсмической энергии и объеме очагов при коровых землетрясениях и подземных взрывах // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281, № 4. С. 1153–1157.

Б.И. Чувашов¹

Геологическая история зоны сочленения востока Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Урало-Западносибирского подвижного пояса (УЗСПП)

Изложенные ниже представления о геологической истории обозначенного региона опираются прежде всего на анализ строения осадочного чехла. Предварительные материалы по этим исследованиям изложены в большой серии публикаций, а наиболее полно в [1–5].

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

В рифее и венде геологическая информация о зоне сочленения названных структур очень скудная. Можно предполагать, что здесь была рифтовая структура глубокого заложения (ГР), которая трассируется в настоящее время по выходам массивов ультрабазитов. Литологический состав и строение разрезов позволяют считать, что участки питания и денудации УЗСПП и ВЕП были обособлены. Следует отметить, что в рифее на той и другой территориях были широко распространены карбонаты. В венде повсюду преобладали терригенные образования.

В кембрии большая часть территории востока ВЕП и УЗСПП представляла собой сушу, которая подверглась рифтингу. В бортах рифтовых структур формировались карбонатные и терригенно-вулканогенные отложения. На Южном Урале трансгрессии происходили с территории Казахстана (Кувандыкский и Троицкий участки), в Северном Приуралье – с территории Баренцова моря.

Начиная с позднего ордовика и до конца силура включительно, восточная часть ВЕП была залита морем в результате трансгрессии с севера по (ГР). Западный борт рифта трассируется по грандиозной полосе рифовых построек, причем наиболее древние из них располагались на востоке, а более молодые последовательно смещались к западу, что отражало расширение границы ГР на запад. Осевая часть рифта трассируется серией меридионально ориентированных ультрабазитовых массивов.

На восточном склоне Урала и в Западной Сибири в это время сформировалась система грабен и горстов с накоплением в грабенах глинистых, песчаниковых и карбонатных относительно маломощных отложений с разным долевым участием вулканогенных пород, а горсты служили участками формирования локальных карбонатных платформ и районами денудации. Временные осушения карбонатных платформ создавали условия для формирования бокситовых залежей.

В раннем девоне восточная граница моря на ВЕП проходила вблизи западной окраины ГР, и для этого времени удастся восстановить полный фациальный ряд от континентальных фаций, через лагунные и зарифовые до рифогенных построек, как и замещение последних более глубоководными отложениями западного борта ГР [8].

В среднем девоне море значительно расширило свои границы на запад, при этом произошли два эпизода крупномасштабных трансгрессий – в чувовское время (начало живета) и в пашийское время – в конце живетского века. На территории восточного склона Урала и в Западной Сибири эти моменты регрессий не фиксируются.

В позднем девоне (начиная с саргаевского времени) на обширной территории востока ВЕП сформировалась Камско-Кинельская система прогибов – ККСП (грабен и горстов по нашим представлениям). Чет-

ко обособляются три типа отложений – слоистых карбонатов в сводовых частях поднятий, рифогенных карбонатов на краях поднятий и мало-мощных доманикитов в «прогибах». Отметим, что ориентировка «прогибов» не совпадает с генеральным субмеридиональным «уральским» направлением, часть из них имеет широтную ориентацию.

В позднем девоне на всей территории УЗСПП существовала грабеново-горстовая система. В грабенах накапливались терригенные отложения с локальным участием вулканогенных серий, на горстах создавались локальные карбонатные платформы.

Часть положительных структур служила денудационными полями. В истории позднего девона восточного склона Урала отмечаются периоды широкомасштабного размыва ранее сформировавшегося чехла. Наиболее широко этот процесс происходил в начале франского века, в начале фаменского века, на границе фамена–турне. Отметим несовпадение моментов и масштабов размыва в разных структурах.

Процессы денудации, видимо, были развиты слабее на территории Западной Сибири по сравнению с обнаженной частью восточного склона Урала. Этот вывод может быть и следствием неполной представительности сибирского материала.

На востоке ВЕП в турнейский век наследуется система ККСП с сохранением трех основных типов разрезов – сводов поднятий, бортовых зон и прогибов, с той разницей, что мощности осадков в прогибах значительно (до 4 раз) превышали мощности осадков в сводах. ККСП закрылась к концу турнейского века.

Визейский век на востоке ВЕП начался регрессией моря с образованием обширной суши, на которой сформировалась крупная речная система, строение которой наиболее полно изучено в Предуралье, где выявлены угленосные дельтовые отложения: Вуктыльская – на Приполярном Урале, Кизеловско-Чусовская – на Среднем Урале. Морские бассейновые отложения этого возраста известны на р. Кожим и в бассейне р. Чусовая.

Несколько ранее (?), в конце турне, угленосные отложения начали формироваться на восточном склоне Урала. Мощность терригенных отложений угленосной серии достигает 1500 м. Обычно в этой последовательности распознаются три части: нижняя – безугольная, средняя – угленосная, верхняя – безугольная. В особый тип разреза можно выделить серию терригенных глинисто-песчаниковых с участием конгломератов отложений близкой мощности, но без углей. Еще один тип нижневизейских отложений можно назвать вулканогенно-терригенным. Наконец, особым типом являются карбонатные морские нижневизейские отложения суммарной мощностью до 200 м.

Морские нижневизейские карбонатные отложения выделяются и в южной части Тюменско-Кустанайского рифта, уже на территории Западной Сибири.

В позднем визе, в серпуховский и башкирский века, образуются мощные (400–1200 м) карбонатные платформы на востоке ВЕП и на восточном склоне Урала. В последнем и в Западной Сибири карбонатные платформы визе–серпухова зафиксированы на юге Тюменско – Кустанайского прогиба и в Шаимском нефтегазоносном районе. Южнее г. Кустанай скважинами прослежено поле развития нижнебашкирских карбонатов – следов кратковременной ингрессии моря из Казахстана. Это был последний эпизод присутствия морских позднепалеозойских отложений на территории Западной Сибири.

В обнаженной части восточного склона Урала [6] морские отложения башкирского и московского ярусов формировались в узком заливе, простиравшемся от широты г. Алапаевск на севере до Мугоджар на юге. Участие в разрезах карбонатных пород возрастет с севера на юг, с полным замещением карбонатами в Мугоджарах [7]. Здесь разрез венчается известняками касимовского яруса верхнего карбона. Это – самые молодые каменноугольные морские отложения на территории Урало-Западно-Сибирского подвижного пояса.

Варисцидский цикл орогенеза на большей части территории Урала начинается с середины башкирского века и фиксируется по смене карбонатов глинисто-кремнистыми и мергельными с прослоями пепловых туфов осадками *предфлишевой формации*, которая сменяется в разное время песчаниковым флишем. Время орогенеза альпийского типа определяется периодом существования Предуральского краевого прогиба (320–273 млн лет).

С позднего карбона на большей части территории восточного склона Урала и Западной Сибири установился континентальный режим накопления с образованием резко меняющихся по литологии и мощностям красноцветных пород. Этот массив суши можно назвать *Тоболей*. Периодами Тоболия соединялась с огромной сушей на Сибирской платформе – *Ангаридой*.

С поздней перми (с шешминского времени уфимского века по Восточно-Европейской шкале) начинается период развития территории по германотипному типу орогенеза.

В поздней перми территория восточного склона Урала и Западной Сибири представляла собой высокогорное плато. Основной хребет Палеоурала имел относительно небольшие высоты по отношению к Высокогорному плато – Тоболии. Этот вывод следует из тех наблюдений, что снос материала на восток совершенно несоизмерим с масштабами пере-

мещения денудированного материала на запад. Поверхность Тоболии к поздней перми была сильно денудирована и рассечена рифтовыми долинами, по которым произошли ингрессии моря из Прикаспия (в казанский век) и с территории области Тегис (в татарский век).

В триасовый период рифтинг на всей территории Тоболии достиг наивысшей активности, что сопровождалось грандиозным вулканизмом, максимальным за всю геологическую историю региона.

Следующая стадия орогенеза альпийского типа произошла в период ранней–средней юры, что фиксируется надвигами на восточном склоне Урала, в которые вовлечены отложения триаса и низов юры. В меловой период была завершена денудация Палеоурала, с палеогена начинается новый этап развития горного сооружения Урала.

Границы Западно-Сибирской плиты определились к началу средней юры, что сопровождалось ускоренными темпами в юрский, меловой и палеогеновый периоды с образованием крупного седиментационного бассейна, который можно рассматривать как тупиковую ветвь Северного Ледовитого океана, а в более широком плане – и Атлантического океана.

Исследования поддержаны проектами РФФИ №№06-05-65022, 09-05-00344, а также проектом «Строение, формирование и эволюция геологических структур зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и западной мегазоны Урала» (Программа ОНЗ РАН № 10).

Литература

1. Чувашов Б.И. Палеотектоника Уральского подвижного пояса и его обрамления в поздней перми // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 3. С. 361–364.
2. Чувашов Б.И. Палеозойские карбонатные платформы Уральского подвижного пояса и его обрамления // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. С. 68–87.
3. Чувашов Б.И. Седиментогенез в условиях альпинотипного и германотипного орогенеза (на примере фанерозоя Урала) // Материалы 7 Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 2006. С. 286–289.
4. Чувашов Б.И. Фанерозойская история Восточно-Европейской и Сибирской платформ и Урало-Сибирского подвижного пояса // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: Материалы Всерос. научн. конф. Казань: Казан. ун-т. 2007. С. 268–372.
5. Чувашов Б.И. Полициклическая гребеново-горстовая модель развития палеозойских подвижных поясов на примере Западной Сибири и Урал – альтернатива «глобальной тектонике плит» // Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли: Труды Междунар. научн. конф. Тюмень: Тюмен. гос. нефтегаз. ун-т. 2008. С. 3–16.
6. Чувашов Б.И., Анфимов А.Л. Среднекаменноугольный Восточно-Уральский залив и особенности формирования карбонатных платформ // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 1. С. 245–258.

7. Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н. Верхний палеозой восточного склона Урала: Стратиграфия и геологическая история. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.

8. Чувашов Б.И., Шуйский В.П. Раннедевонская биота карбонатных платформ востока Русской платформы, Уральского подвижного пояса, Западной Сибири (стратиграфическое, биогеографическое и палеотектоническое значение) // Литосфера. 2003. № 2. С. 3–26.

И.С. Чувашова¹

Эволюция четвертичного калиевого магматизма провинции Хейлонгджанг (Северо-Восточный Китай): роль источников литосферы и астеносферы

Калиевая серия лав провинции Хейлонгджанг (Хелунцзян) характеризуется особыми геохимическими параметрами, существенно отличающимися от параметров умеренно калиевых щелочных базальтов Китая. В качестве источника серии принималась постархейская континентальная литосферная мантия, подобная компоненту EM1 [8]. В более широком контексте подчеркивалась связь магматизма восточной окраины Азии с образованием локальных подлитосферных низкоскоростных аномалий выше переходной зоны мантии вследствие субдукции плит Тихого океана под континентальную окраину Азии [5–7]. Выполненные геохимические исследования эволюции магматизма провинции свидетельствуют о развитии процессов магмообразования с вовлечением в плавление астеносферного и литосферного материала. Аналитические исследования вулканических пород выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН. Состав микроэлементов определен методом ICP MS на масс-спектрометре Agilent 7500ce, а изотопов – на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Оба прибора использовались в рамках работы Байкальского аналитического центра коллективного пользования. Кроме новых аналитических результатов, использовались опубликованные данные.

В центральной части провинции, от хребта Большой Хинган на западе (Нуоминхе) до хребта Малый Хинган на востоке (Уйилинг), протягивается субширотная 550-километровая вулканическая зона. Ее центральную часть пересекает субмеридиональная 380-километровая зона, пространственно соответствующая северному замыканию впадины Сун-

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

ляо. Эту зону составляют поля Кедонг, Еркешан, Удалианчи, Келуо и Ксаогулихе. Наиболее полная временная последовательность извержений в пределах субмеридиональной вулканической зоны представлена на поле Келуо. Для ранних вулканов этого поля предполагается возраст 16.5 млн лет. Вулканы Дангзишан, Хейшан и Мухенаншан датированы временным интервалом 9.6–7.0 млн лет назад. Самое раннее извержение плиоцен-четвертичного этапа поля Келуо охарактеризовано датировкой 2.98 ± 0.02 млн лет. Различаются интервалы редких извержений 2.98–0.98 млн лет назад и более частых извержений 0.43–0.10 и 0.06–0.011 млн лет назад. Вулканизм полей Ксаогулихе, Удалианчи, Еркешан, Кедонг и Нуо-минхе развивался в рамках плиоцен-четвертичного этапа [5, 7, 8].

Породы субмеридиональной вулканической зоны имеют высококалийный состав. Наиболее обогащены калием (до 9.5 мас. % K_2O) лавы полей, составляющих окончания вулканической зоны: южное (плейстоценовое поле Еркешан) и северное (голоценовое поле Ксаогулихе). На поле Удалианчи концентрации K_2O в лавах не превышают 5.9 мас. %. В общей последовательности извержений на этом поле (плейстоценовые постройки вулкана Лаохейшан – вулкана Хуошаошан) роль калия снижается.

В поведении петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов лав провинции Хейлонгджанг выделяются общие закономерности. По распределению петрогенных и малых элементов лавы подразделяются на четыре группы: I – позднемиоценовые вулканы Келуо и плиоцен-четвертичные Нуо-минхе; II – плиоцен-четвертичные вулканы полей Еркешан, Келуо, вулкан Мухенаншан поля Келуо (обр. МН-1) и поля Маншан; III – четвертичные вулканы поля Удалианчи, включая вулкан Лаохейшан, и IV – вулкан Хуошаошан. В координатах $10^{-3} \cdot K/Ta - La/Ta$ отражается, с одной стороны, тенденция согласованного поведения K и Ta в группах I и IV, а с другой стороны – тенденция согласованного поведения K и La в группах II и III. Первый тип соотношений характерен для вулканических пород, производных надслэбовых источников тыловой области постколлизийной зоны конвергенции, а второй – для вулканических пород из источников нижней части литосферы, подвергающейся рифтогенной эрозии [2].

В координатах $^{87}Sr/^{86}Sr - 10^3/Sr$ выделяется общий компонент ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7052$, $10^3/Sr \sim 1.4$). Породы групп II и III характеризуются отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, соответствующими и превышающими изотопные отношения стронция общего компонента, и образуют тренды, субпараллельные оси абсцисс, а породы групп I и III отличаются более низкими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и наклонными трендами, направленными к общему компоненту. Эффект смешения с общим компонентом находит выраже-

ние только в расплавах, производных слабо обогащенной мантии, а в расплавах, производных сильно обогащенной мантии, не очевиден.

Общий изотопно-обогащенный компонент интерпретируется как материал астеносферного слоя, подстилающего литосферу. Предполагается, что мезозойско-кайнозойская эрозия изотопно-обогащенной нижней части литосферы Восточной Азии приводила к погружению ее фрагментов в астеносферу. В процессе конвекции астеносферы литосферный материал усваивался ею с соответствующим усреднением изотопного состава. По мере ее переработки, изотопный состав стронция в подстилающей астеносфере становился все более обогащенным. В свою очередь, эрозия литосферы выразилась в проникновении астеносферного материала в ее подошву посредством инфильтрации флюидов и диффузии (а, возможно, вследствие внедрения расплавов) с образованием слоя, в котором устанавливался состав изотопов стронция, идентичный их составу в подстилающей астеносфере. Частичные выплавки из пограничного слоя астеносферы и литосферы характеризовались варьирующими концентрациями Sr (значениями $10^3/\text{Sr}$) в зависимости от степени частичного плавления астеносферного и литосферного материала.

Четвертичные выплавки из подошвы литосферы отражают ее эрозию в процессе рифтогенного утонения. Начало эрозии, выраженное в магматизме, связывается с началом эффективного растяжения, а ее временные вариации – с варьирующей интенсивностью этого процесса. Временная смена изотопного состава стронция отчетливо выражена на вулканах центральной части поля Удалианчи. В породах вулкана Яокуаншан, начинавшего последовательность извержений 1.33–0.93 млн лет назад, значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ повышенное (0.705288–0.705402), снижается до 0.70527 в породах вулкана Уохушан (возраст 0.56–0.29 млн лет) и далее до интервала 0.705160–0.705211 в породах вулкана Би-джиашан (возраст 0.29–0.16 млн лет). Последний интервал стронциевого отношения характеризует плавление материала подошвы литосферы, находившейся в изотопном равновесии с астеносферой. В процессе вулканических извержений 1720–1721 гг. изотопные отношения стронция снижались от лав вулкана Лаохейшан (интервал 0.70519–0.70541) к лавам вулкана Хуошаошан (интервал 0.705054–0.705132). При извержении вулкана Хуошаошан изотопные отношения Sr в лавах были ниже отношения общего компонента.

Вулкан Яокуаншан, предвещающий активность линии вулканов Уохушан–Уэйшан, располагался в 5 км восточнее этой линии и извергал выплавки из сильно обогащенного внутрилитосферного источника. В начальный эпизод активности вулканической линии (извержений вулканов Уохушан и Уэйшан на ее окончаниях) началось более концентриро-

ванное растяжение литосферы. Плавление внутрилитосферных источников продолжалось. Смещение изотопного состава стронция расплавов вулкана Уохушан от состава расплавов вулкана Яокуаншан к составу расплавов вулкана Биджиашан могло отражать эффект примешивания астеносферного материала. При извержении вулкана Биджиашан, сместившегося от вулкана Уохушан к центральной части линии Уохушан–Уэйшан, изотопный состав стронция в выплавках уже отвечал изотопному составу подошвы литосферы, находившейся в изотопном равновесии с астеносферой.

Фаза вулкана Лаохейшан (*L*-фаза) ознаменовалась извержением в 1720 г. широкого спектра выплавов. В течение короткого эпизода реализовались процессы плавления, растянутые прежде на временной интервал 1.33–0.16 млн лет назад. Интенсивное плавление повлекло за собой эрозию подошвенного слоя и сильно обогащенного слоя литосферы с механическим замещением этих слоев астеносферным материалом. В фазу извержений 1721 г. вулкана Хуошаошан (фазу *H*) компоненты этих слоев в выплавках отсутствовали, а эрозии подвергалась вышележащая часть менее обогащенной литосферы с примесью астеносферного материала.

Локализация извержений 1720–1721 гг. в центральной части линии Уохушан–Уэйшан согласуется с предшествующим северо-восточным смещением вулкана Биджиашан относительно вулкана Уохушан. Расстояние между этими вулканами составляет 5 км. После вулкана Биджиашан извергался вулкан Лаохейшан, продвинувшийся вдоль вулканической линии еще на 4.5 км, а затем – вулкан Хуошаошан, продвинувшийся еще на 3.6 км. Очевидно, что активизация мантийных источников определялась общей последовательностью распределения процессов плавления вдоль линии Уохушан–Уэйшан. Проявлению всего спектра источников и их быстрой смене в 1720–1721 гг. способствовала концентрация растяжения литосферы в центральной части вулканической линии. Механизмы очагов крупных землетрясений, однако, свидетельствуют о том, что в настоящее время кора района Удалианчи испытывает субширотное сжатие [7]. По-видимому, извержение вулканов Лаохейшан и Хуошаошан обозначило максимум растяжения литосферы с последующей релаксацией тектонических напряжений.

Вулканические извержения последних 2 тыс. лет усиливались в Северо-Восточном Китае и Корее с квазипериодичностью 600–700 лет. Современные события выстраиваются по подобию предшествующих интервалов 450–1120 и 1120–1720 гг., характеризующихся сравнительно низкой вулканической активностью в первой половине каждого интервала и ее возрастанием – во второй. Новый отсчет событий начался после вулканических извержений на поле Удалианчи в 1720–1721 гг. [1].

В контексте этих событий фазы *L* и *H* Удалианчи связаны с сильным растяжением литосферы и ее утонением, а последующий переход к редким вулканическим извержениям – с переходом к обстановке сжатия, означающей частичную релаксацию тектонических напряжений. Фактором квазипериодического усиления и ослабления вулканизма Северо-Восточного Китая и Кореи могло служить пульсационное чередование растяжения и сжатия литосферы.

Финансирование проекта НК-367П/1 ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы» и Фонда поддержки отечественной науки.

Литература

1. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С. и др. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. 268 с.
2. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Слэбовые и надслэбовые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае, Центральная Монголия // Изв. Иркут. государственного ун-та. Сер. Науки о Земле. 2008. № 1. С. 43–67.
3. Чипизубов А.В. Реконструкция и прогноз изменений сейсмичности Земли. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. 240 с.
4. Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. и др. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 19–45.
5. Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K–Ar geochronology // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. P. 385–401.
6. Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A. и др. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // Northeast Asian Studies. 2004. Vol. 9. P. 179–219.
7. Wang Y., Chen H. Tectonic controls on the Pleistocene-Holocene Wudalianchi volcanic field (northeastern China) // J. Asian Earth Sci. 2005. Vol. 24. P. 419–431.
8. Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. et al. Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis // J. Petrology. 1995. Vol. 36, N 5. P. 1275–1303.

Глубинное строение и геодинамика внешних и внутренних границ Амурской тектонической плиты

Современная Амурская тектоническая плита включает в себя разновозрастные орогенные пояса и с геомеханических позиций рассматривается как единое твердое тело. Сюда входят восточный фрагмент Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП), позднегерцинский (Монголо-Охотский) и киммерийский (Сихотэ-Алиньский) орогенные пояса Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП). В пределах континентальной части значительные фрагменты внешних границ Амурской плиты можно отождествить с известными системами глубинных разломов. Они отделяют крупные тектонические элементы друг от друга (рисунок).

На севере граница плиты проходит по уверенно картируемой серии разломов субширотного простирания, отделяющих тектонические элементы ЦАПП и Монголо-Охотского поясов от образований Сибирской платформы (в составе Евразийской плиты); на юге граница плиты – по широтным разломам, отделяющим ее от Северо-Китайской платформы (Северо-Китайская плита) [4, 5]. Западная граница Амурской плиты подобного ярко выраженного разломного ограничения не имеет. Она проходит примерно вдоль 105° в.д., где происходит смена простирания дизъюнктивных структур ЦАПП с северо-западного направления на северо-восточное [3]. Северная, западная и южная границы Амурской плиты находятся в областях развития интенсивной линейной сейсмичности [1, 2].

Крупная внутриплитная граница, вдоль которой происходит сочленение структур Центрально-Азиатского подвижного пояса со структурами Тихоокеанского подвижного пояса, проходит по группе разломов северо-восточного и меридионального простирания. Это, с севера на юг, разломы: Куканский, Дахэдзенский, Алчанский, Арсеньевский [5].

Современный структурный план разрывных тектонических нарушений Амурской плиты является результатом длительного эволюционного развития входящих в нее разновозрастных орогенных поясов и геодинамически связанных с ними более древних супертеррейнов [4]. Для оценки геодинамических обстановок состояния литосферы выполнен совместный анализ поверхностного структурного плана тектонических нару-

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

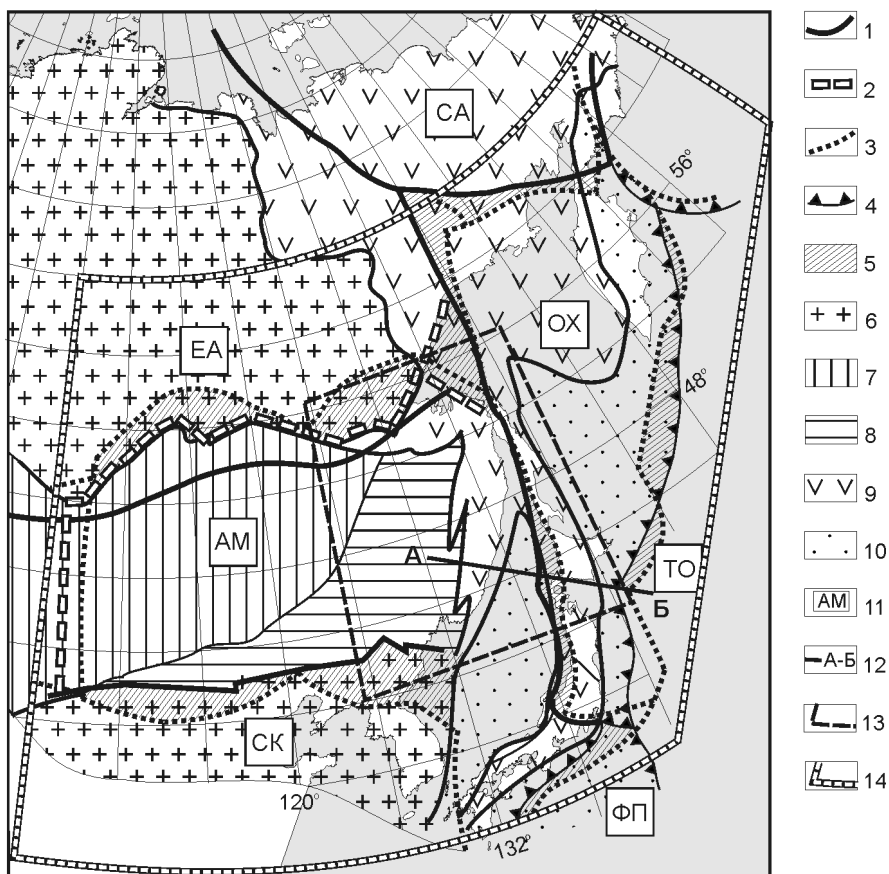


Рисунок. Схема тектонического районирования района исследований
 1 – границы тектонических плит [4]; 2 – предлагаемые границы тектонических плит с учетом новых геолого-геофизических данных; 3 – глубинные границы литосферных плит (Б.Ф.Шевченко, 2004); 4 – оси глубоководных желобов; 5 – предполагаемые области погружения литосферных плит вдоль глубинных границ раздела; 6 – Северо-Азиатский и Сино-Корейский кратоны; 7, 8 – Центрально-Азиатский подвижный пояс: 7 – каледониды, 8 – герциниды; 9, 10 – Тихоокеанский подвижный пояс: 9 – мезозойская складчатость, 10 – кайнозойская складчатость; 11 – тектонические плиты: EA – Евразийская, AM – Амурская, СК – Северо-Китайская, СА – Северо-Американская, ОХ – Охотоморская, ТО – Тихоокеанская, ФП – Филиппинская; 12 – опорный геолого-геофизический разрез; 13 – контур площади расчетов полей напряжений; 14 – контур площади 3D-модели литосферы

шений со структурными планами блоковой делимости земной коры и литосферы. Последние получены в результате районирования глубин-

ных поверхностей раздела (использованы значения глубин до подошвы земной коры и до подошвы литосферы). В результате построена структурная трехмерная модель литосферы с наклонными глубинными границами раздела между основными орогенными системами, которые входят в состав Амурской плиты. Из этой модели следует, что комплексы горных пород тектонических структурных элементов на ее внешних границах (северная и южная) погружены под сопредельные с ней платформы (см. рисунок). Внутри плиты наклонные глубинные границы характерны для разрывных нарушений меридионального и северо-восточного простираний. Плоскость их падения имеет западную и северо-западную ориентировки. В западной части Амурской плиты подобные глубинные структуры развиты более широко, чем в восточной части.

Построенная статическая модель литосферы получает геодинамическое истолкование в рамках концепции тектонической расслоенности литосферы. Наличие глубинных поверхностей срывов в пределах земной коры и верхней мантии, перемещение слоев на различных глубинах способствуют формированию наклонных глубинных границ. Признаки подобных перемещений были уставлены нами ранее вдоль границы сочленения Амурской плиты с Евразийской плитой [7]. При более детальных исследованиях (см. рисунок) особенностей глубинного строения внутриплитных границ, помимо структурных построений, использовались расчеты полей напряжений, основанные на результатах разложения полной аномалии геоида, полученной из спутниковых данных. Три составляющие аномалий поля напряжений сжатия–растяжения: – максимальные касательные напряжения, сумма нормальных напряжений и максимальные горизонтальные напряжения, анализировались на фоне геологических данных и глубинных моделей литосферы. В итоге на основании выполненных построений сделано предположение о наличии постоянной вращательной составляющей в геодинамической эволюции Амурской плиты.

По геодинамическим построениям, выполненным на основе современных сейсмологических данных и результатах интерпретации GPS-наблюдений, установлено вращательное движение Амурской плиты [2, 6]. Полюс вращения Амурской плиты, относительно Евразийской расположен в восточной северной оконечности озера Байкал. Вращение плиты происходит в направлении против часовой стрелки, что является благоприятным фактором для формирования наклонных границ с западным и северо-западным падением.

Модель современного геодинамического состояния литосферы района исследований на основании принципа актуализма использована для палеогеодинамических реконструкций. В частности, для более деталь-

ного участка исследования глубинного строения литосферы неполное соответствие поля сжатия для позднемелового Сихотэ-Алинского орогена и практически полное подобие поля растяжения для Япономорской впадины можно истолковать, в геохронологическом аспекте, как время формирования и существования структурного плана полей напряжения. Иными словами, поля напряжений в данном виде существуют как минимум 20–15 млн лет (время заложения рифтогенной Япономорской впадины – средний миоцен).

Многообразие тектонических структур, характерное для детального участка исследований, их возраст и подобная временная интерпретация полей напряжений свидетельствуют о том, что геологические процессы здесь происходили и происходят скорее всего с позднемелового и до настоящего времени в условиях термодинамического неравновесного состояния литосферы. Скорее всего и основные тектонические события этого геологического периода происходили под значительным влиянием процессов рифтогенеза и сопряженного с ним орогенеза на фоне непрерывного, но переменного во времени по скорости вращательно движения Амурской палеоплиты. С учетом модельного времени начала формирования плиты [4] и принимая во внимание структуру распределения мезозойского гранитоидного магматизма внутри нее, начало вращательных перемещений блоков литосферы (террейнов) отнесем к позднеюрскому–раннемеловому периоду.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 07-05-00726а, совместного проекта № 09-1-ОНЗ-10.

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
2. Зоненшайн Л.П., Гольмиток А.Я., Хатчисон Д. Структура Байкальского рифта // Геотектоника. 1992. № 5. С. 63–77.
3. Леви К.Г. Карта неотектоники Северо-Восточного сектора Азии. М-б 1:7 500 000. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008.
4. Парфенов Л.М., Берзин И.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
5. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000. Владивосток–Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
6. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г. и др. Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 27. № 4. С. 39–49.
7. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Модель глубинной геодинамики области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит // Литосфера. 2007. № 4. С. 3–20.

В.И. Шевченко¹, Т.В. Гусева¹, А.А. Лукк¹, М.Т. Прилепин¹,
Л.А. Сим¹

Плейттектоническая или автономная геодинамика подвижных поясов? (Средиземноморье и Урал)

1. Осесимметричная геологическая зональность и дивергентная тектоническая структура средиземноморской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса, а также результаты геодезических (GPS) измерений свидетельствуют о том, что формирование этой части пояса происходило и происходит в основном под воздействием внутренних, автономных источников тектогенеза. Такие же зональность и структура характерны для герцинского Урала.

2. Принято считать, что образование этого сооружения было связано со сближением Восточно-Европейского континента, с одной стороны сооружения, и Сибирского и Казахстанского, с другой, происходившего в основном в среднем–позднем карбоне, перми и триасе. В позднем олигоцене – неогене произошло усложнение тектонической структуры Урала, которое, как и раньше, обычно объясняется субгоризонтальным, вкрест простирающимся, сжатием последнего и его соответствующим, связанным с продолжающимся сближением Восточно-Европейского и Сибирско-Казахстанского сегментов Евразийской литосферной плиты или их частей.

3. Натурные измерения современного напряженного состояния горных пород Среднего и Южного Урала свидетельствуют о том, что оси максимального субгоризонтального сжатия и в настоящее время ориентированы здесь преимущественно вкрест простирающейся тектонической структуры, т.е. в субширотном направлении [1–3, 5, 7] (рис. 1). Это также рассматривается как результат продолжающегося сближения смежных с Уралом частей литосферной плиты.

4. Однако в настоящее время реальные современные горизонтальные перемещения этих частей Евразийской литосферной плиты можно объективно оценить по материалам геодезических (GPS) измерений, а не реконструировать на основе анализа вероятных результатов предполагаемых перемещений (рис. 2). Судя по этим данным, восточно-европейская часть плиты (геодезические пункты GLSV, MDVO, MOBN, SVTL, ZVEN, ZVE2) смещается (в системе координат ITRF2000) в восточном направлении (речь здесь идет только о широтной компоненте смещения) с усредненной скоростью 22.43 мм/год (таблица). В то же время пункт ARTU в пределах меридионального Урала смещаются в

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

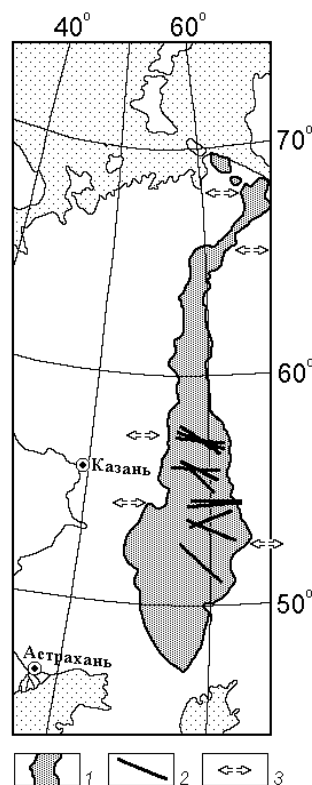


Рис. 1. Ориентировка осей напряжений на Урале и на смежных территориях
 1 – Уральский хребет; 2 – оси напряжений субгоризонтального сжатия (по: [5, 7]),
 определенные *in situ* по данным натуральных измерений в отдельных пунктах
 различными методами; 3 – оси субгоризонтальных напряжений растяжения
 (по данным Л.А. Сим)

восточном направлении быстрее, со скоростью 24.90 мм/год. При этом усредненная широтная компонента скорости смещения зауральской части литосферной плиты (пункты IRKT, KSTU, NRIL, NVSK) в том же направлении равна 24.60 мм/год, т.е. мало (на 0.3 мм/год) отличается от уральской, но заметно, на 2.17 мм/год превышает восточноевропейскую. Сибирская часть Евразийской плиты и сам Урал, таким образом, не сближаются с восточноевропейской ее частью, а удаляются от нее. Сравнение приведенных результатов с оценками, полученными в 2003 г. (23.0 и 24.8 мм/год, соответственно) показывает, что это различие в скоростях смещений, свидетельствующее о широтном раздвижении назван-

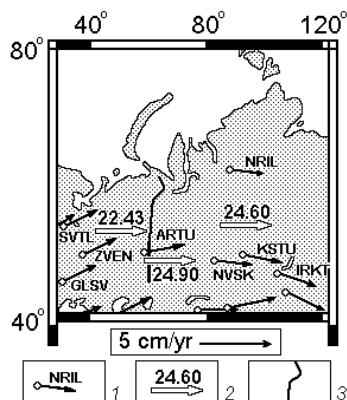


Рис. 2. Распределение векторов скоростей современных горизонтальных смещений геодезических (GPS) пунктов в центральной части Евразийской литосферной плиты (система координат ITRF2000)
 1 – векторы смещений геодезических пунктов (по [4, 6], фрагмент, см. также таблицу); 2 – осредненная широтная компонента смещений (мм/год) пунктов на территориях западнее и восточнее Урала и самого Урала (см. таблицу); 3 – Уральский хребет

ных частей литосферной плиты, устойчиво выдерживается в течение времени проведения геодезических измерений.

5. Результаты структурно-геоморфологических исследований, проведенных на территориях к западу и к востоку от Урала, свидетельствуют о том, что эти территории находились в поле напряжений субширотного растяжения (минимального сжатия?) и в неоген-четвертичное. Новейший орогенный рост Урала на Восточно-Европейской платформе не отражается.

6. Таким образом, на Урале существует современное и новейшее напряженное состояние субгоризонтального, вкрест простирания, сжатия, хотя одновременно смежные части литосферной плиты удаляются друг от друга. Поэтому смещения этих частей плиты не могут служить причиной существования указанного напряженного состояния горных пород Урала. Следовательно, должен существовать какой-то другой источник этого напряженного состояния. Применительно к Большому Кавказу и средиземноморской части Альпийско-Индонезийского пояса было высказано предположение о том, что формирование тектонической структуры этих сооружений связано с автономным процессом активного увеличения объема слоистых горных пород в результате, по-видимому, привноса дополнительного минерального материала восходящими потоками глубинных флюидов. В этом случае «напряжения сжатия» прихо-

Горизонтальные смещения пунктов GPS восточно-европейской, уральской и сибирской частей Евразийской литосферной плиты на июнь 2009 г [SOPAC]. Система координат ITRF2000

GPS-пункты	V_N , мм/год	V_E , мм/год	Начало регресс.	Эпоха
Восточно-европейская часть Евразийской литосферной плиты				
GLSV (Киев)	13.0±0.1	21.9±0.2	1998	2009
MDVO (Менделеево)	11.6±0.3	23.1±0.3	1995	2003
MOBN (Обнинск)	11.9±0.2	22.7±0.2	2001	2009
SVTL (Светлое)	11.4±0.3	20.3±0.2	1994	2009
ZVEN (Звенигород)	10.8±0.3	23.6±0.3	1995	2004
ZVE2 (Звенигород)	14.8±1.1	23.0±1.2	2005	2008
<i>Среднее</i>	12.25	22.43	=	=
Урал				
ARTU(Арти, Екатеринбургская область)	6.2±0.1	24.9±0.2	1999	2009.3
Сибирская часть Евразийской литосферной плиты				
IRKT (Иркутск)	-6.5±0.2	25.1±0.2	1995	2009
KSTU (Красноярск)	-5.7±0.4	24.9±0.4	1996	2004
NRIL (Норильск)	-1.9±0.2	21.9±0.2	2000	2009
NVSK (Новосибирск)	-1.3±0.3	26.5±0.3	2000	2009
<i>Среднее</i>	-3.85	24.60	=	=

Примечание. V_N – северная компонента скоростей движений, с минусом – южная, V_E – восточная компонента. Эпоха – дата, на которую определены скорости смещений за время регистрации.

дится рассматривать как напряжения распора, возникающие при увеличении объема пород. Судя по приведенным выше экспериментальным и измерительным материалам, этот вывод применим и к новейшей и к современной геодинамике Урала. Это может быть проверено более детальными повторными геодезическими измерениями на Урале (предполагается современное увеличение ширины этого сооружения).

7. Принцип актуализма – один из основополагающих в концепции плиттектоники. То, что происходит и наблюдается сейчас, – ключ к пониманию прошлого. Это дает основание распространить предположение об автономной, неплейттектонической, природе современной и новейшей геодинамики Урала на процесс формирования его тектонической структуры на герцинском этапе развития.

8. Имеющиеся материалы позволяют полагать, что одновременно происходят два различных процесса – а) латеральные перемещения литосферных плит и б) автономный тектогенез подвижных поясов.

Литература

1. Алейников А.Л., Беллавин О.В., Булашевич Ю.П. и др. Горизонтальные напряжения и тектогенез Урала // Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск.: УрО АН СССР, 1988. С. 106–113.
2. Влох Н.П., Сашурин А.Д., Зубков А.В. Напряженное состояние горных пород рудных месторождений Урала // Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). М.: Наука, 1973. С. 87–106.
3. Зубков А.В. Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 3–18.
4. Heflin M. et al., 2004. <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>
5. Heidbach O., Fuchs K., Muller B., Wenzel F., Reinecker J., Ningay M., Sperner B. The World Stress Map // Episodes. 2007. Vol. 30, N. 3. P. 197–201.
6. SOPAC // <http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/somi3i>
7. Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map project // J. Geoph. Res. 1992. Vol. 97, N. B8. P. 11703–11728.

Л.Т. Шевырев¹, А.Д. Савко¹

Единый гомологический ряд тектонических структур Восточно-Европейской платформы («ряд подвижности») – в связи с глубинным строением

Рассмотрев историю развития положительных структур платформы, ее антеклиз и Украинского щита (рисунок), отметим противоречия в традиционном использовании терминов «антеклиза» и «щит». Получается, что «антеклизмами» именуют такие тектонические элементы.

1. Перекрытые морскими водами в фанерозое единожды (в туроне, Белорусская антеклиза), многократно (Воронежская антеклиза), являвшиеся областью преимущественно морского осадконакопления в герцинский этап, а частично и в мезозое и кайнозое (кроме позднего плейстоцена и голоцена, Волго-Уральская антеклиза).

2. Обладающие *современными* мощностями осадочного чехла от 0–200 м (Воронежская антеклиза) до 1.5–2.0 км (Волго-Уральская). В первом случае они близки к таковым Украинского щита, во втором – Московской синеклизы (без учета Московского авлакогена).

3. С многофазным вулканизмом фанерозоя (ястребовским, петинским, евлановско-ливенским, альпийским, Воронежская антеклиза) и практически без его проявлений (Белорусская, Волго-Уральская антеклизы).

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

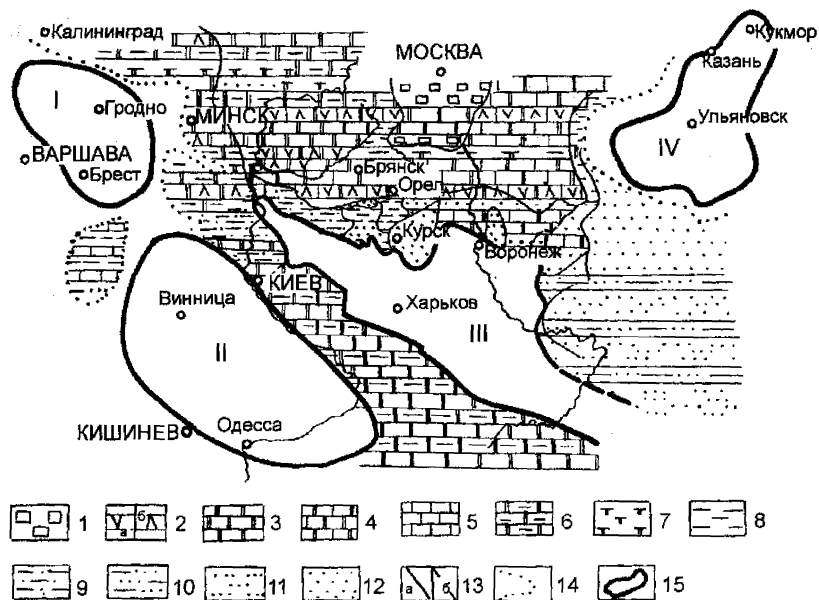


Рисунок. Соотношение областей размыва и осадконакопления на юге Восточно-Европейской платформы в среднем девоне. Рисунок составлен с использованием [2, 4, 7–9]

1 – каменная соль, 2 – гипсы (а), ангидриты (б), 3 – доломиты, 4 – известняки доломитизированные, 5 – известняки, 6 – доломиты глинистые, 7 – глины доломитовые, 8 – глины, 9 – глины песчаные, 10 – пески, алевроиты глинистые, 11 – алевролит, 12 – пески и песчаники, 13 – границы фаций установленные (а) и предполагаемые (б), 14 – граница областей современного отсутствия отложений эйфельского яруса, 15 – граница областей размыва докембрийского фундамента: Мазурский массив (I), Украинский щит (II), Воронежский щит (в границах предмосоловского размыва, III), область размыва доэйфельских отложений территории Волго-Уральской антеклизы в преживетское время (IV)

4. С чередованием многочисленных стадий высокого положения свода, корами выветривания многих уровней (стадии «щита») и стадий перекрытия кор морскими осадками (стадии «плиты») в герцинский этап Воронежской антеклизы и – общим малоподвижным высоким положением (Белорусская антеклиза).

5. Обладающие внутренним структурным единством, различимыми для каждого этапа сводом и крыльями, четко очерченными границами – глубинными разломами (Воронежская антеклиза), с преимущественно нечеткими границами (Белорусская антеклиза, западные и северные

границы Украинского щита), гетерогенным строением и нечеткими границами (Волго-Уральская антеклиза).

6. Имеющие в осадочном чехле больше структурных несогласий, чем соседние прогибы (Белорусская антеклиза), равное их количество (Воронежская антеклиза), меньшее количество (Волго-Уральская антеклиза, с ее некомпенсированным осадконакоплением второй половины шигровского и семилукского этапов, непрерывным разрезом карбона и перми, многих подразделений которых нет в Рязано-Саратовском прогибе [8]).

Таким образом, большинство признаков, характеризующих строение и развитие реальных антеклиз Восточно-Европейской платформы (их «пассивность», «остаточность», сокращенные мощности, большее число перерывов осадконакопления и т.д. [10]) на самом деле не являются определяющими, корректно используемыми. Уязвим этимологически и сам термин «антеклиза». По латыни «анте» – «перед», «до», т.е. в расширенном варианте «древний», а подразумевают «напротив наклоненные», как в случае «антиклинория», где с этимологией все удачно. Можно назвать единственный общий показатель, действительно свойственный трем упомянутым антеклизам: положительные знаки *современных* движений значительных амплитуд (до 8–9 мм/год для Воронежской антеклизы [3]) при наличии в *современном* рельефе фундамента поднятий, обтекаемых осадочным чехлом любой мощности.

Воронежская антеклиза современного этапа это большая часть Среднерусской возвышенности с абсолютными отметками водоразделов до 295 м. На площади, отвечающей Московской синеклизе, тоже есть возвышенности (Смоленско-Московская, Галичско-Чухломская, Северные Увалы) и ее резко асимметричная расчлененная Клинско-Дмитровская гряда имеет отметки водоразделов до 280 м. Однако она, по данным повторного высокоточного нивелирования, – область опусканий с градиентами 3 мм/год [5]. Большая часть гряды находится в пределах Московского авлакогена; соотношение ее с рельефом кристаллического фундамента инверсионное.

Основные структуры древней платформы образуют единый гомологический ряд по восприимчивости земной коры к волнообразным и общим колебательным движениям. Положение в нем конкретных структур определено мощностями «гранитного» слоя. Этот ряд подвижности таков: «антеклиза» (типа Воронежской) – «щит» (Украинский, антеклиза типа Белорусского массива) – «свод» (антеклиза типа Волго-Уральской) – «синеклиза» (Московская) – «авлакоген» (Днепровско-Донецкий). Крайним членам ряда свойственна максимально выраженная тенденция к поднятиям и опусканиям, соответственно (таблица).

Зависимость подвижности земной коры положительных структур древней платформы (восприимчивость к колебательным движениям) от мощности гранитного слоя)

Строение литосферы	Положительные структуры, члены гомологического ряда			
	Воронежская антеклиза (наиболее выраженные частые поднятия)	Украинский щит (тенденция к высокому положению)	Белорусская антеклиза (тенденция к высокому положению)	Волго-Уральская антеклиза (тенденция к погружению)
Мощности земной коры, км	45–50	40–55	40–46	35–40.45
Мощности «гранитного» слоя, км	30–32	20–25	18–19	10–15

Примечание. Таблица составлена, с использованием [1–3, 6, 7] и данных Ж.П. Хотько

Переходы между структурами в гомологическом ряду постепенные. Воронежской антеклизе с наиболее мощным для платформы «гранитным» слоем (30–32 км) свойственна тенденция к многостадийному воздыманию в эпохи перерывов осадконакопления, максимальное развитие многостадийного вулканизма фанерозоя. Белорусская антеклиза и Украинский щит (менее мощный «гранитный» слой) – структуры с выраженным высоким положением даже при погружении обширных площадей платформы. Волго-Уральская антеклиза («гранитный» слой тонок или отсутствует) – область наибольшей тектонической раздробленности (пять сводов) с генеральной тенденцией к погружению.

Литература

1. Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы и ее складчатого обрамления. М.; Л.: ГУГК, 1965.
2. Афанасьев Н.С. Петрофизика докембрийских образований и геологическое строение Воронежского кристаллического массива: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л., 1983. 45 с.
3. Донабедов А.Т., Сидоров В.А. Соотношение между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на юго-западе Русской платформы // Современные движения земной коры. №3. М.: ВИНТИ, 1968. С. 63–85.
4. Жуковский А.А. Вещественный состав и условия формирования терригенных отложений девона Воронежской антеклизы и прилегающих районов. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 1971. 24 с.

5. Мещеряков Ю.А. Современные движения земной коры // Природа. 1958. №5. С. 15–24.
6. Сологуб В.В., Чекунов А.В. Литосфера юго-восточной Европы по данным геофизики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. №12. С. 3–12.
7. Тектоника Белоруссии. / Ред. Р.Г. Гарецкий. Минск: Наука и техника, 1976. 200 с.
8. Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М.: Недра, 1995. 268 с.
9. Хоменко В.А. Литология девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1977. 140 с.
10. Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями // Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. №5. С. 37–56.

**А.Г. Шемпелев¹, И.С. Фельдман², В.В. Белявский³,
С.У. Кухмазов⁴**

Результаты глубинных геофизических исследований восточной части Терско-Кумской депрессии

Глубинные геофизические исследования по региональным профилям с целью изучения строения земной коры на Северном Кавказе выполняются с середины прошлого столетия. В восточной части Терско-Кумской депрессии трестом «Спецгеофизика» в 1963–1965 гг. вдоль профиля Волгоград – Нахичевань (Л.Б. Кибалов, Г.В. Краснопевцева и др.) проведены глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) по системе непрерывного профилирования (рис. 1). С 90-х годов прошлого столетия Министерство природных ресурсов России продолжило на Северном Кавказе и в Предкавказье глубинные геофизические исследования в рамках программы «Прогноз землетрясений». В частности, в 2002–2006 гг. ФГУГП «Кавказгеолсъемка» совместно с ГУП «Сей-Эко-Геон» (М.А. Компаниец, И.С. Фельдман, С.У. Кухмазов и др.) провела в восточной части субширотного Предкавказского профиля, проходящего через территорию Северного Дагестана, комплекс глубинных исследований, включающий электроразведку методом магнитотеллурических зондирований (МТЗ) и сейсмологические наблюдения методом обменных волн

¹ ФГУГП «Кавказгеолсъемка», Ессентуки, Россия

² Центр электромагнитных исследований (ЭМИ), Москва, Россия

³ ОПЦ «ГЕОН», Москва, Россия

⁴ ГУП «Сей-Эко-Геон», Ессентуки, Россия

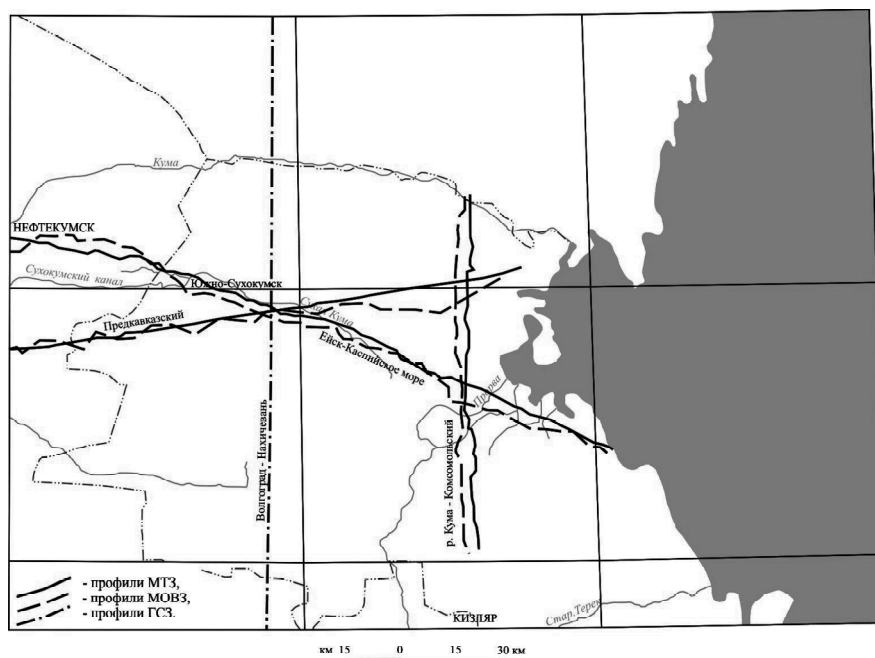


Рис. 1. Схема профилей глубинных геолого-геофизических исследований на территории Дагестана

землетрясений (MOVЗ). Цель работ – изучение структурных особенностей осадочного чехла и доюрского фундамента, определение вертикальных и латеральных неоднородностей земной коры и верхней мантии. Практически в это же время (2003–2006 гг.) Центр «ГЕОН» ГФУП «ВНИИГеофизики» при участии ФГУГП «Кавказгеолсъёмка» выполнил глубинные исследования MOVЗ и MTЗ по профилям Ейск – Каспийское море и р. Кума – Комсомольский (В.В. Белявский, Е.Е. Золотов и др.). Электроразведочные работы методом MTЗ проводились шагом наблюдений 2–5 км с аппаратурой фирмы «Phoenix Geophysics» (Канада) – регистраторами MTU-5 и MTU-2E, фиксирующими диапазон частот 340–0.00035 Гц. Продолжительность наблюдений составляла 11–17 ч. Работы MOVЗ выполнялись шагом 3–8 км с использованием автономных регистраторов сейсмических сигналов «Дельта-Геон» и аппаратурных комплексов «Черпаха» [2].

В последние годы материалы глубинных геолого-геофизических исследований все шире используются для выявления металлогенического потенциала складчатых и платформенных областей. В пределах терри-

тории Северного Дагестана в фундаменте доминирует известное широкое валообразное Прикумское поднятие, определяющее слабо повышенные значения гравитационного и магнитного полей. Причем наблюдаемые здесь полосовые среднечастотные аномалии поля силы тяжести и линейно-ориентированная ступень магнитного поля непрерывно прослеживаются с суши на акваторию Каспия [1]. Ниже приводятся результаты геофизических исследований МОВЗ и МТЗ по Предкавказскому и Ейскому региональным профилям, отработанным в последние годы в пределах северной территории Дагестана.

Предкавказский профиль. Поверхность Мохо по материалам электроразведки, как правило, фиксируется редко. В то же время методом обменных волн землетрясений она уверенно устанавливается в частности для восточного окончания Предкавказского профиля на глубине около 50 км (рис. 2) и на чуть большей глубине по несколько меньшим амплитудам сейсмических волн в западной части рассматриваемого отрезка профиля. Судя по наличию нарушений корреляции амплитуд обменных волн вдоль профиля, земная кора в целом значительно нарушена. Сейсмологический разрез по Предкавказскому профилю представлен на рисунке в виде волновой картины, где внутрикоровые поверхности определяются максимальными амплитудами, в том числе и четкая граница обмена на глубине 15–19 км. Последняя аналогична наблюдаемым на ряде профилей, отработанных в других районах Предкавказья (Приэльбрусский профиль [3, 4] и др.) и, вероятно, отвечает поверхности кристаллического фундамента. Между станциями МОВЗ 34–36 и 43–45 фиксируются некоторые нарушения его поверхности, а на двух крайних станциях (ст. 55–56) – смена физических характеристик фундамента, в том числе глубины его залегания. Перекрывающая почти 20-километровая осадочная толща вдоль профиля также значительно изменяется по характеру залегания и, очевидно, согласно изменению электрических сопротивлений, по литологическому составу. Причем, по данным МТЗ, в конце профиля (ст. 185–189) на глубинах 4–12 км наблюдается небольшой прогиб в толще, перекрывающей кристаллический фундамент на фоне общего крупного поднятия, названного нами Кумухским, в центральной части рассматриваемого отрезка профиля. Поднятие хорошо фиксируется на геоэлектрическом и сейсмологическом разрезах на глубинах с 3–4 км, вероятно, в верхнепалеозойских отложениях, т.е. в основании Скифской плиты. Принимая во внимание наблюдаемые субгоризонтальные сейсмические границы по данным сейсморазведочных работ, подтвержденные глубокими скважинами (см. рис. 2), можно сделать вывод, что в мезозойских отложениях это поднятие не унаследовано.

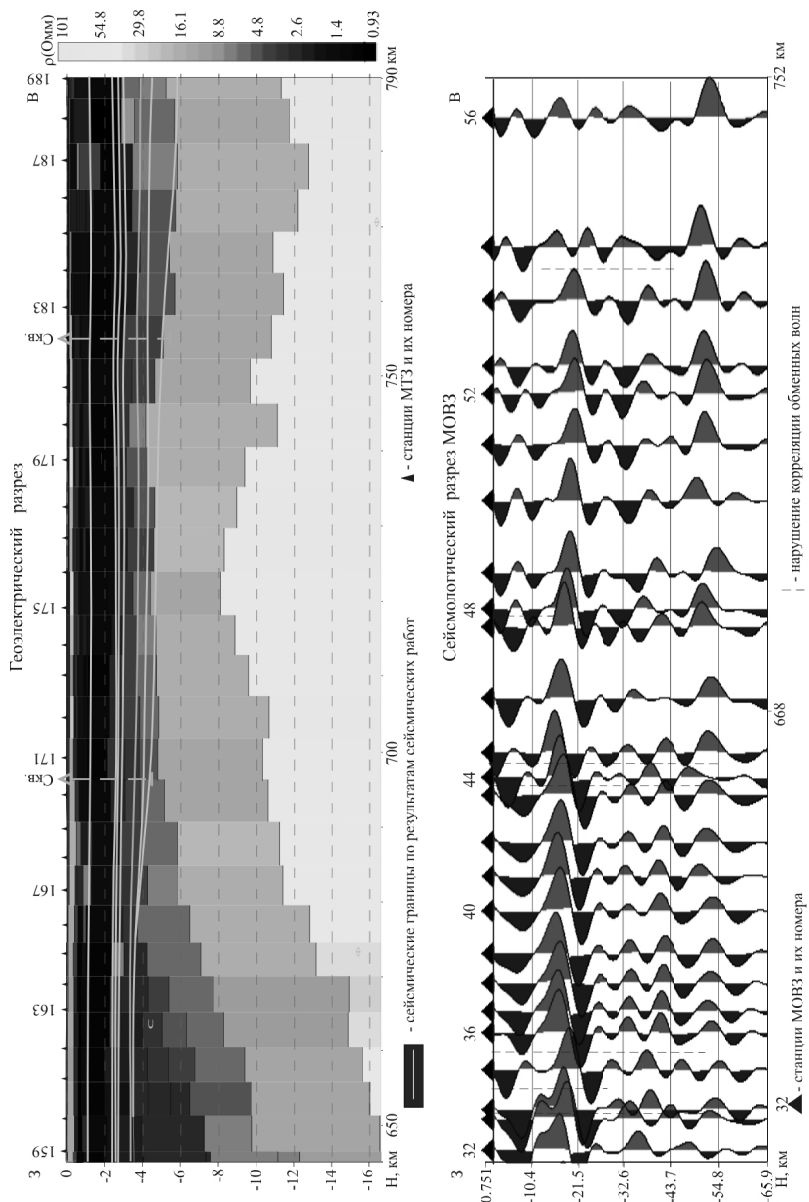
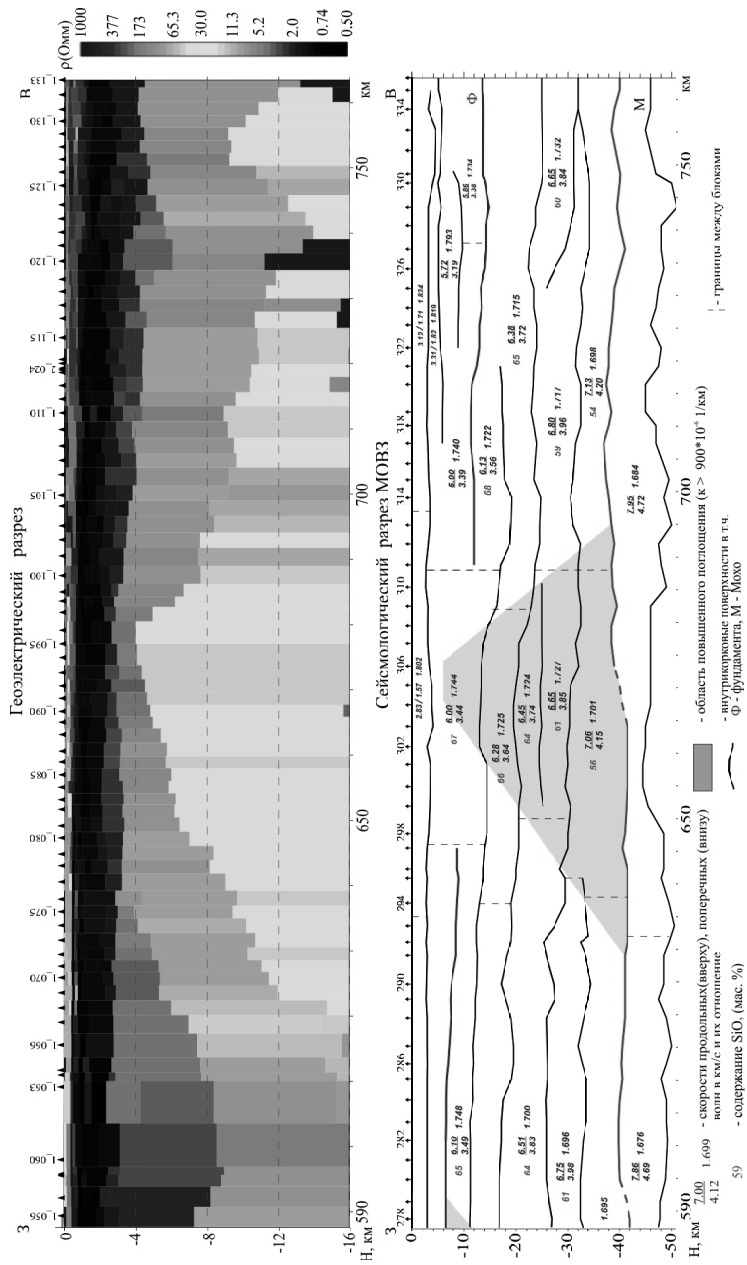


Рис. 2. Предкавказский профиль (восточное окончание)



Профиль Ейск – Каспийское море. На сейсмологическом разрезе по этому профилю, представленном, в отличие от Предкавказского, внутриволновыми поверхностями раздела (рис. 3), за поверхность Мохо, очевидно, следует принимать границу обмена волн на глубинах 43–50 км. Смена кристаллического фундамента, отмечаемая лишь на двух крайних станциях МОВЗ Предкавказского профиля, в конце профиля Ейск – Каспийское море фиксируется на глубине 11–15 км сейсмологическими границами уже на протяжении 40–60 км (начиная со ст. 311–322), а также, практически, вдоль всего профиля р. Кума – Комсомольский на глубине 12–15 км. Некоторое осложнение сейсмологического разреза наблюдается в центральной части рассматриваемого отрезка профиля в пределах всей мощности земной коры вплоть до поверхности Мохоревича. Апикальная часть Кумухского поднятия, выделенного на Предкавказском профиле, просматривается в интервале 640–690 км профиля Ейск – Каспийское море по электрическим сопротивлениям и как область повышенного поглощения в пределах всей мощности земной коры, ограниченная зонами нарушения волновой картины, по материалам МОВЗ.

В заключение следует подчеркнуть, что приводимые результаты глубинных геолого-геофизических исследований по региональным профилям могут использоваться при более детальном изучении отдельных локальных площадей. А учитывая возможное в регионе наличие связи углеводородов с домезозойским комплексом пород, значительные перспективы их обнаружения можно ожидать в пределах апикальной части выделенного Кумухского поднятия.

Литература

1. *Лыгин В.А., Пьянков В.Я., Кононков Г.А.* Особенности структурно-тектонического районирования Северного и Среднего Каспия по данным гравимагнитометрии // Пятые геофизические чтения имени В.В. Федынского: Тез. докл. М.: Центр ГЕОН, 2003. С. 85.
2. *Шемпелев А.Г., Литовко Г.В., Компаниец М.А., Шамановская С.П., Фельдман И.С., Золотов Е.Е., Кухмазов С.У.* Материалы глубинных геофизических исследований северной территории Дагестана // Материалы научно-практической конференции «Геология и нефтегазоносность Юга России». Махачкала: Ин-т геол. ДагНЦ РАН. 2008.
3. *Шемпелев А.Г., Пьянков В.Я., Лыгин В.А., Кухмазов С.У., Морозова А.Г.* Результаты геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды) // Региональная геология и металлогения. 2005. №25. С. 178–185.
4. *Prutsky N.I., Shempelev A.G., Kuhmazov S.U., Morozova A.G., Lygin V.A., Pyankov V.Ya.* Results of abyssal researches along Pre-Elbrus profile (Volkano Elbrus – The Caucasian Mineral Waters) // 32nd IGC: Abstracts. Florence, Italy, August 20–28, 2004.

Тектоника и нефтегазоносность осадочных бассейнов на основе метода совместного анализа гравимагнитных полей

При геологическом истолковании гравимагнитных полей исследователи нередко приходят к противоречивым выводам. Это объясняется тем, что гравитационное и магнитное поля, как правило, вызываются различными по своей природе и положению в пространстве телами (неоднородными структурами), в пределах которых отношение плотности к намагниченности непостоянно. Применение предлагаемого гравимагнитного метода [1] позволяет разрешить противоречия благодаря получению более точной и новой информации о размещении нефтегазоносных структур и контролирующих их разломов и разломных зон. Исследования проводились на простых моделях реальных геологических сред путем расчетов трансформанты гравитационного (Δg) и магнитного (ΔT_a) полей, названной *D*-функцией. *D*-функция определяется в двух вариантах как модуль вектора, параметры которого находятся из системы уравнений, связывающих вторые производные гравитационного и первые производные магнитного потенциалов [1]. Первый из этих вариантов вытекает из уравнения

$$U + C = V_x k_x + V_y k_y + V_z k_z, \tag{1}$$

где U – магнитный потенциал, C – константа, V_x, V_y, V_z – первые производные гравитационного потенциала, k_x, k_y, k_z – проекции вектора \mathbf{k} на указанные оси. Записав систему уравнений (1) в n ($n \geq 4$) смежных точках области и решив ее, найдем k_x, k_y, k_z , связывающие магнитный потенциал и первые производные гравитационного потенциала на всей области задания исходных полей аномалий силы тяжести ($\Delta g = V_z$) и модуля приращения полного вектора напряженности магнитного поля Земли по направлению единичного вектора $\boldsymbol{\gamma}$ ($\Delta T_a = -U\boldsymbol{\gamma}$). При этом каждое найденное значение проекций вектора \mathbf{k} является трансформантой, его модуль – *D*-функцией, а угол – α -функцией, которая зависит от i и j

$$D = \mathbf{k} = (k_x^2 + k_y^2 + k_z^2)^{1/2}, \tag{2}$$

$$i = \arctg(k_y/k_x), j = \arctg(k_z/(k_x^2 + k_y^2)^{1/2}). \tag{3}$$

Другое определение трансформанты получим после дифференцирования уравнения (1) по x, y, z

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

$$\begin{aligned}
V_{xx}k_x + V_{xy}k_y + V_{xz}k_z &= U_x, \\
V_{xy}k_x + V_{yy}k_y + V_{yz}k_z &= U_y, \\
V_{xz}k_x + V_{yz}k_y + V_{zz}k_z &= U_z,
\end{aligned} \tag{4}$$

где U_x, U_y, U_z – первые производные магнитного потенциала, $V_{xx}, V_{xy}, V_{xz}, V_{yy}, V_{yz}, V_{zz}$ – вторые производные гравитационного потенциала. Известно, что составляющие магнитного поля представляют собой компоненты вектора \mathbf{T} , являющегося градиентом магнитного потенциала U : $\mathbf{T} = \nabla U = \mathbf{i}U_x + \mathbf{j}U_y + \mathbf{k}U_z$, который можно записать в виде тензора первого ранга T_i ($i = 1, 2, 3$). Система уравнений (4), где вторые производные гравитационного потенциала составляют симметричный тензор второго ранга G_{ij} , может быть представлена в виде

$$G_{ij}k_i = T_j, \tag{5}$$

где суммирование производится по повторяющемуся индексу i , а величины k_i ($i = 1, 2, 3$), входящие в уравнение (5), будут составлять тензор первого ранга. Модуль этого тензора также называется D -функцией: $D^2 = k_x^2 + k_y^2 + k_z^2 = k_1^2 + k_2^2 + k_3^2$. Из его свойств следует, что величина D является инвариантом тензора k_i и не зависит от выбранной системы координат. В случае Пуассоновской модели D -функция равна $J/f\sigma$, где J – намагниченность пород, f – гравитационная постоянная. Действительно, для однородного источника будет выполняться уравнение (1), и в этом случае k_x, k_y, k_z не зависят от начала координат. После дифференцирования уравнения (1) получим систему уравнений (4) с теми же k_x, k_y, k_z и тогда

$$D = (k_1^2 + k_2^2 + k_3^2)^{1/2} = (k_x^2 + k_y^2 + k_z^2)^{1/2} = J/f\sigma (\cos^2\alpha_x + \cos^2\alpha_y + \cos^2\alpha_z)^{1/2} = J/f\sigma, \tag{6}$$

где $\alpha_x, \alpha_y, \alpha_z$ – углы между вектором \mathbf{k} и соответствующими осями координат.

В двумерном случае D -функция вычисляется следующим образом

$$D(x,z) = |\mathbf{k}(\zeta)| = |T(\zeta)/G'(\zeta)| = ((|Z|^2 + |H|^2)/(V_{xz}^2 + V_{zz}^2))^{1/2}, \tag{7}$$

где $\zeta = x + iz$; $k = ik_z$ – комплексные функции; $G = V_z + iV_x$ – комплексное гравитационное поле; G' – производная этого поля; $T = Z + iH$ – комплексное магнитное поле.

Из этих определений непосредственно следует и предназначение трансформанты для районирования совместных гравимагнитных полей. Если поле создается источниками с постоянным отношением намагниченности J к плотности пород σ , то уравнения (1), (5) и (7) с точностью до постоянной величины являются известными соотношениями Пуассо-

на. При этом трансформанта (уравнения (2), (6) и (7)) будет постоянной величиной, равной $J/f\sigma$ по модулю, а по направлению (уравнение (3)) – совпадающей с вектором собственной намагниченности пород. Такие источники или модели мы будем называть «пуассоновскими» или «однородными». Те области исходных полей, где трансформанта будет менять свои значения от точки к точке вычислений, будем называть «неоднородными». Естественно, что в земной коре неоднородных объектов значительно больше, чем однородных.

В данной работе для первых из них рассматривались распознающие свойства только модуля трансформанты, или D -функции. Показано, что особенностью последней является то, что она на уровнях верхнего полупространства в силу своей непотенциальности, следующей из уравнений (2), (6), (7), в отличие от исходных полей, достигает в некоторых точках и областях экстремальных величин. На аналитическом уровне свойства D -функции рассмотрены как для двумерных моделей – в виде цилиндра и полуплоскости, двух полуплоскостей, – так и для трехмерных – точечных (шарообразных) масс. Также проведены численные расчеты на профильных и пространственных призмобразных моделях, а также на моделях реальных геологических сред.

Например, найдем связь высоты особых точек D -функции (H_g и H_m) с параметрами модели разлома в виде бесконечного цилиндра с координатой оси ζ_1 , эффективными линейной плотностью λ и намагниченностью j , вектор которой составляет с осью x угол α_1 , и полуплоскости, расположенной под углом θ к этой оси, с координатой границы ζ_2 , поверхностными плотностью λ_1 и намагниченностью J , с наклонами α_1, α_2 . Тогда, согласно уравнению (7),

$$D^2 = J(-\rho_1(\zeta - \zeta_2) + (\zeta - \zeta_1)^2 / (f\lambda_1(-\rho(\zeta - \zeta_2) + (\zeta - \zeta_1)^2))), \quad (8)$$

где $j = je^{i\alpha_1}$, $J = Je^{i(\alpha_2 + \theta)}$, $\rho = \lambda\lambda_1$, $\rho_1 = j/J$ и подразумевается, что $J \neq 0$, $\lambda_1 \neq 0$.

В равенстве (8) в числителе и знаменателе находятся квадратные трехчлены относительно текущей координаты ζ . Следовательно, D -функция определяется в общем случае двумя нулевыми и особыми точками. Приравняв нулю, в одном случае, числитель, а в другом, – знаменатель уравнения (8), найдем связи соответственно нулевых и особых точек с параметрами модели. Упростив их для реальных условий, получим, что если цилиндр радиуса r залегает выше и на продолжении вертикального пласта с мощностью β_x и $\theta = \pi/2$, то высоты особой H_g и нулевой H_m точек D -функции над осью цилиндра (при расстоянии между цилиндром и верхней кромкой пласта l и их реальных плотностях и намагниченности соответственно $\sigma_1, \sigma_2, j_1, j_2$) будут равны

$$H_g = l(\rho + (\rho^2 + 2\rho_1)^{1/2}),$$

$$H_m = l(\rho_1 + (\rho_1^2 + 2\rho_1)^{1/2}),$$

где $\rho = \lambda/2\lambda_1$, $\lambda = \sigma_1\pi r^2$, $\lambda_1 = \sigma_2 l\beta_x$ и $\rho_1 = j/2J$, $j = j_1\pi r^2$, $J = j_2 l\beta_x$.

Применение указанного метода для тектонического районирования состоит в том, что в пределах области задания исходных полей Δg и ΔT_a на уровне приведения в коре выделяются однородные зоны (структуры), где D -функция близка к постоянной величине, и неоднородные зоны, в которых она изменяет свои значения от точки к точке расчетов. Для моделей неоднородных структур на уровнях верхнего полупространства D -функция, в силу своей непотенциальности, в отличие от исходных полей, достигает в некоторых точках (на поверхностях) экстремальных величин. Для двухмерных моделей точки экстремумов совпадают с особыми точками бесконечности (максимумами) и нулевыми (минимумами) при определенном распределении аномально плотностных и магнитных масс в пространстве. Благодаря этому можно практически однозначно определять эпицентры структур чехла и наклон (падение) глубинных разломов и разломных зон. Например, в профильном варианте первые характеризуются минимумом аномалий D -функции, центр которых находится ниже плоскости приведения, а вторые – замкнутыми изолиниями ее максимумов на уровнях верхней полуплоскости. При этом направления внешних изолиний таких аномалий, повернутые на 180° относительно оси абсцисс, указывают на падение разломов и разломных зон. Указанные особенности D -функции позволяют выделить глубинные разломы и разломные зоны, контролирующие нефтегазоносные структуры. Приведем главные геологические результаты.

Для изучения Енисей-Хатангской депрессии сделан дополнительный анализ гравимагнитных полей вдоль ближайшего профиля ГСЗ НПО «Геофизика», секущего Енисейский кряж. В результате получено взаимно-однозначное соответствие концентрических экстремумов D -функции на уровнях верхнего полупространства и эпицентров мантийных разломов. Установлено, что гравимагнитные поля над Енисейским кряжем и Енисей-Хатангской депрессией подобны между собой. Анализ полей трансформанты в пределах профиля, проходящего через депрессию, позволил выявить мантийные разломы, контролирующие структуры земной коры в этом регионе, а также определить в пределах центральной части депрессии контуры магматогенных антиклинальных структур пермо-триасового возраста над мантийным разломом глубже ~ 35 км, не выявленных ранее. Такие структуры являются обращенными структурами коры, что не отмечалось предыдущими исследователями.

Исследования по уточнению структурно-тектонического положения Источного и Имелорского месторождений Уренгойского рифта прове-

дены по 16 профилям Δg и ΔT_a . Контуры исследованных структур в соответствии с данными моделирования выделялись по минимальным значениям D -функции на первых трех уровнях верхней полуплоскости с эпицентром, расположенным ниже уровня приведения. На востоке и юго-востоке эти структуры ограничиваются глубинной зоной разломов, которая не была обнаружена с помощью сейсморазведки, но выделена по замкнутым концентрическим аномалиям максимумов D -функции с западным падением под углом $65\text{--}85^\circ$. Она уходит под структуру в фундамент с кровлей 3.5 км, достигает глубины 7–12 км и окаймляет с востока Источную и Имелорскую нефтегазоносные структуры, отделяя их от крупнейшего в регионе Колмогорского месторождения. Пробуренная в выделенной нами разломной зоне скважина с повышенной водонасыщенностью подтвердила наш прогноз о ее низкой нефтегазоносности. Контуры Источной и Имелорской структур, определенные по аномалиям D -функции, находятся между контурами запасов по категориям C_1 и C_2 . Полученные сведения о глубинной разломной зоне коррелируются с данными по Тюменской сверхглубокой скважине СГ-6, в которой обнаружено углеводородное сырье неорганического происхождения на таких же глубинах (10–12 км).

Литература

1. Шермет О.Г. Прогнозирование нефтегазоносных структур и разломных зон Прикаспия и Западной Сибири дифференциальным гравимагнитным методом // Нефть и газ юга России, Черного, Азовского и Каспийского морей – 2006. Геленджик, 2006. С. 69–71.

С.И. Шерман¹

Большеамплитудные надвиги и шарьяжи в литосфере: тектонифизические условия формирования

Большеамплитудные надвиги широко распространены в горно-складчатых областях земной коры. Они великолепно закартированы в Европейских Альпах, где со середины прошлого века постоянно подвергаются тщательному изучению. Вплоть до настоящего времени продолжают возникать серьезные трудности в объяснении существенной амплитуды горизонтального перемещения, оцениваемой нередко десятком или не-

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

сколькими десятками километров. Большие массы аллохтона, высокое сопротивление из-за сухого трения на контактах надвигающихся масс в сочетании с пределом прочности горных пород ставят определенные ограничения по амплитудам надвигов и шарьяжей. Краткий обзор моделей и механизмов формирования упомянутых дизъюнктивов дан в ряде опубликованных работ.

Описания строения крупных надвигов позволяют заметить, что при укрупнении масштабов исследований можно выделить отдельные региональные и даже локальные надвиговые и сбросовые структуры, образующие внутреннюю разломную структуру зоны дробления – сложную по структуре сместителя надвига. При этом, чем мельче масштаб исследования, чем крупнее формирующаяся разрывная структура, тем большая роль принадлежит деформации, связанной с течением горных масс. Отсюда нельзя искать прямых связей между тектоническими напряжениями, прочностными свойствами пород земной коры или хрупкой части литосферы в целом, в которых формируются крупные надвиги, и амплитудами больших горизонтальных перемещений. Сложная по вертикальному разрезу реология зоны надвигания сказывается на внутренней структуре крупных надвигов: она приобретает вертикальную зональность, выражающуюся в увеличении роли хрупких деформаций и скольжения вдоль локальных разрывов и трещин при приближении к «дневной» поверхности. Большие амплитуды – прямой результат течений и квазитечений вязкой среды, контролируемой ее реологией и длительностью действия нагрузки [6]. Исследования Е.И.Паталахи [3] подтверждают эти соображения. Такова первая тектонофизическая особенность формирования крупных надвигов.

Второй тектонофизической особенностью формирования крупных надвигов является неравномерное распределение амплитуды смещений вкост их зоны. Эта специфика распределения кинематики подвижек не имеет принципиального значения при анализе небольших региональных и локальных надвигов из-за небольшой мощности зон дробления и ширины области динамического влияния. У крупных надвигов область динамического влияния зарождается одновременно по всему простиранию зоны, надвиговые же швы в ней зарождаются фрагментарно. По мере роста амплитуды надвигов их зоны расширяются, главным образом за счет появления новых чешуй или зон течения материала во фронтальной части. При этом фиксируется и вылаживание сместителей у вновь образованных разрывов. Геологические наблюдения такого плана подтверждаются и экспериментами. С появлением хорошо проработанного магистрального шва прекращается расширение области динамического влияния. Квазитечение при наличии высокой трещиноватости в аллох-

тоне нередко в сочетании с вязким течением играют определяющую роль в постепенном накоплении больших амплитуд движений аллохтонов крупных надвигов.

Третьей тектонофизической особенностью крупных надвигов является характерная для них масштабная инвариантность. Практически в любой части таких надвигов при укрупнении масштабов исследований можно выделить элементарную надвиговую структуру, представленную системой взбросовых трещин в обнажении или надвиговым швом с хорошо выраженной зоной дробления, мощностью не более первых сантиметров. Большой глубинный срез крупной надвиговой зоны может обнаружить другую разновидность заполнения сместителя – милонитовую или бластомилонитовую зону. Вариации милонитов и какиритов в зонах надвигов определяются глубиной их формирования и величиной денудированной части вертикального разреза. В целом, увеличение ранговой структуры надвигов и превращение их в крупноамплитудные трансрегиональные структуры ведет к увеличению доли пластического течения «геологического» вещества в основании аллохтона. При этом нарушаются известные соотношения между основными геометрическими параметрами надвигов, которые типичны для других морфогенетических типов разрывных структур [6].

Две разновидности форм реализации движений – скольжение и течение – обеспечивают формирование крупноамплитудных надвигов. Механизм формирования тектонических покровов и шарьяжей отличается от надвигового главным образом преобладающим энергетическим источником. У покровов им, как правило, является гравитационное скольжение или течение по мягкой подушке в сочетании с тектоническими силами и, вероятно, «волновой вибрацией». Формы реализации движений – скольжение или течение – зависят от строения аллохтонной толщи, ее толщины и угла наклона покрова. Горизонтальные силы, действующие на основание тектонического покрова, оценены в работах [4, 6].

Фактор времени развития надвигов существенно отражается на их размерах и амплитудах. Очень короткие разрывы образуются «мгновенно», протяженные – в течение длительного времени. Специфика крупноамплитудного надвигообразования сказывается на формах деформаций и типах движения по сместителю (рисунок). Чем меньше амплитуда надвига, тем характернее для него неравномерно-прерывистое движение. Для крупных надвигов характерно равномерно-прерывистое движение. Однако в масштабах реального времени (месяцы, годы, десятилетия), которое мгновенно для геохронологической шкалы, движение также следует рассматривать как прерывистое. Об этом свидетельствуют факты высокой активности разломов в реальном времени [2, 5]. Послед-

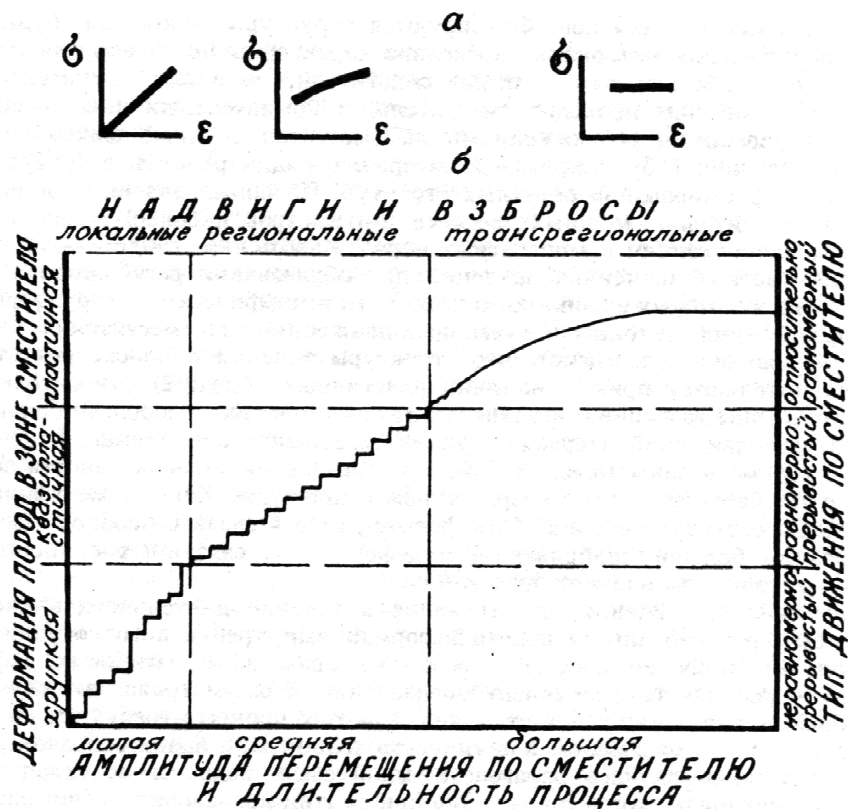


Рисунок. Тектонофизические условия формирования региональных и трансрегиональных надвигов и взбросов [6]
 а – графики соотношений напряжений и деформаций в различные периоды формирования региональных и трансрегиональных надвигов и взбросов; б – принципиальный график зависимости деформации и типа движения по сместителю от амплитуды движения

нее важно при анализе сейсмических процессов, происходящих в зонах с преобладанием геодинамических режимов сжатия континентальной литосферы.

Высшей ранговой структурой областей сжатия литосферы являются зоны субдукции. Амплитуды горизонтальных сжатий и поддвигов плит определяются длительностью их столкновения и поддвигания. Последнему способствуют и силы тяжести слэба. При расчетах учитываются толщины сходящихся плит, скорости горизонтальных сближений, угол наклона погружающейся плиты и некоторые другие факторы [1].

Во всех случаях это самостоятельный процесс, генетически несвязанный с разломообразованием. Структура зоны поддвига по вертикальному сечению в местах контакта плит подобна зоне крупного надвига, но ее формирование совершенно другое. Оно отражается на проявлениях современной сейсмичности в зонах субдукции. Модели сейсмического процесса в зонах субдукции и континентальных зонах в своих определяющих закономерностях совершенно различны.

Использование тектонофизических представлений для построения моделей формирования крупноамплитудных надвигов и шарьяжей позволяют решить многие геодинамические и сейсмологические вопросы, связанные с современной сейсмичностью.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№07-05-00251, 09-05-12023_офи), Программы Президиума РАН 16.8, Программ ОНЗ РАН 6 и 7.

Литература

1. Гордеев Е.И., Павлов В.М. Субдукция Тихоокеанской плиты под Камчатку: «сейсмическая» скорость поддвига // Физика Земли. 2009. № 4. С.56–66.
2. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95–111.
3. Паталаха Е.И. Разломы и разломы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67, вып. 6. С. 133–135.
4. Теркот Д, Шуберт Дж. Геодинамика: В 2 т. М.: Мир, 1995. 730 с.
5. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физ. мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 115–122.
6. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия // Новосибирск: Наука, 1994. 263 с.

Э.В. Шипилов¹, Ю.В. Карякин²

Мезозойский базальтоидный магматизм Западного Шпицбергена и его геодинамическая природа

В работе представлены новые результаты исследования химического состава базальтоидов Западного Шпицбергена в контексте их сопоставления с изученными магматическими породами архипелага Земли

¹ Мурманский морской биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва

Франца-Иосифа (ЗФИ) с целью выяснения особенностей их геохимической специализации, границ распространения ареала юрско-мелового магматизма Баренцевоморской окраины и его геодинамической природы.

Рассматриваемые в данной работе комплексы базальтовых образований западной части Земли Норденшельда (западное побережье залива Гренфьорд) располагаются на западной периферии Шпицбергена. Они протягиваются с юга на север в виде двух полос эскарповых обнажений, иногда перекрытых четвертичными отложениями и ледниками, с общим азимутом простирания около 335° – 340° совпадающим с основным простиранием преимущественно терригенных вмещающих пород верхнего палеозоя – триаса. Пластовые тела долеритовых силлов залегают субсогласно с ними, падая на восток под углами 30° – 40° , а их видимая их мощность изменяется от 7–8 до 10–15 м. Западный силл, локализованный восточнее оз. Линне, тяготеет по своему положению в разрезе к границе карбона/перми, а Восточный – к нижнему–среднему триасу или к его границе с пермью.

В тектоническом плане вмещающие породы вместе с силлами составляют Центрально-Шпицбергенский бассейн (грабен) и обнажаются на его западном борту, ограниченном разломами. По сейсмическим данным, положение пластовых тел долеритов просматривается, практически на тех же уровнях в разрезе Южно-Баренцевского бассейна и, кроме того, подтверждено скважиной Лудловская, прошедшей группу верхних интрузий базальтовых пород в среднем триасе. Возраст силлов, пробуренных этой скважиной, по К-Аг методу составляет 131–139 млн лет (верхний силл) и 159 млн лет (нижний силл) [4].

Одни из первых опубликованных определений радиологических возрастных датировок долеритовых силлов, обнажающихся на правом берегу Ис-фьорда (прилегающему к исследуемому нами району с северо-востока), представлены значениями 110 ± 10 , 125 ± 12 , 135 ± 15 , 149 ± 17 млн лет [10]. Это указывает на юрский и преимущественно раннемеловой интервалы их внедрения. Пластовые тела долеритовых силлов вскрыты при бурении в этом районе скважин Грумантская-1, Вассдаленская-2 и -3 в разрезах терригенного триаса.

Помимо отмеченного, на Свальбарде долеритовые силлы и дайки широко развиты и в восточной части о-ва Западный Шпицберген, а также на островах Северо-Восточная Земля, Баренца, Эдж и др. По имеющимся данным радиологического датирования, показывающим большой разброс значений, возраст вулканитов в целом оценивается как раннемеловой. Выделяются два пика магматической активности 144 ± 5 и 105 ± 5 млн лет [1, 14]. Более определенно возраст вулканических образований устанавливается по стратиграфическому положению их на остро-

вах архипелага Земля Короля Карла, где базальты формируют несколько лавовых покровов, перемежающихся с барремскими песчаниками континентального генезиса [13], которые представлены дельтовыми последовательностями (sequences of Kvalvagen) [14].

В региональном тектоническом плане распределение проявлений базальтоидов Шпицбергена, так же как и Земли Франца-Иосифа, контролируется системой разломов северо-западного и северо-восточного простираний сбросового и сдвига-сбросового типов. Наличие основных из этих разломов достаточно определено просматривается в рельефе дна и аномальном магнитном поле. К ним относится Хинлопенская зона разломов северо-западного простирания, своего рода окраинно-континентальная «трансформа», и другие субпараллельные ей нарушения, вдающиеся в Свальбардский архипелаг, вдоль которых концентрируются выходы юрско-мелового базальтоидного магматизма. Одним из таких районов является северное побережье Ис-фиорда, где нами еще в 1995 г. был взят образец мезозойских базальтов, бронирующих триасовые отложения [7]. Долериты слабо изменены. В состав входят плагиоклаз, клинопироксен, титаномагнетит (5–10%), биотит, апатит. Они не несут признаков регионального метаморфизма. Отмечается слабая пелитизация плагиоклаза и серитизация. В сравнении с палеозойскими дайками Кольского полуострова (300–350 млн лет), имеющими обычную плотность 2.90–2.97 г/см³, данный образец является более плотным – 3.02 г/см³ сопоставим по магнитной восприимчивости (15–20·10³ СИ), но имеет более высокую остаточную намагниченность (1.05 А/м), что косвенно свидетельствует о его более молодом возрасте. Вместе с тем, для долеритов характерны и более высокие скорости распространения упругих волн: продольных от 4.90 до 6.63 км/с и поперечных – от 2.79 до 2.97 км/с. Судя по отношению скоростей, формирование этих субвулканических образований происходило в условиях преобладания горизонтальных тектонических движений.

Так как данные по вещественному составу юрско-раннемеловых магматических пород Свальбарда весьма немногочисленны и слабо освещены в публикациях, то сравнительная характеристика химизма юрских и меловых базальтоидов архипелагов Шпицбергена и ЗФИ представляет вполне определенный интерес. В основе этой характеристики лежит оригинальный фактический материал авторов, полученный в процессе полевых экспедиций 2006–2008 гг.

По результатам наших исследований в строении геологического разреза архипелага ЗФИ участвуют раннемезозойский и позднемезозойский магматические комплексы, резко различающиеся не только по химизму вулканитов, но и составу расплавных включений в минералах, глубине и

температуре магмогенерации [2]. Начало формирования базальтов раннемезозойского магматического комплекса определяется $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастными базальтовых покровов островов Гукера (189.1 ± 11.4 млн лет) и Земля Александры (191 ± 3 млн лет) и ограничивается, видимо, наступлением среднеюрской (ааленской) морской трансгрессии, охватившей практически всю территорию архипелага. Формирование позднемезозойского магматического комплекса началось после регрессии моря в берриасе и охватывает скорее всего баррем-аптский интервал времени. Именно в это время произошло массовое внедрение силлов долеритов с К/Аг возрастными 116 ± 5 млн лет [11] в разрезы верхнепалеозойско-нижнемезозойских осадочных пород о-ва Земля Александры (скважина Нагурская), о-ва Хейса (скважина острова Хейса) и о-ва Грэм-Белл (скважина Северная). В этот же интервал времени на о-ве Хейса были внедрены дайки с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – возрастными 124 ± 1 млн лет [5] и 125.2 ± 5.5 млн лет [3].

Следует подчеркнуть, что возраст базальтов и долеритов даек и силлов позднемезозойского магматического комплекса архипелага ЗФИ (баррем–апт) практически совпадает со временем формирования базальтовых покровов островов Земли Короля Карла (баррем) архипелага Шпицберген.

Химический и нормативный минеральный состав образцов пород долеритовых силлов западной части Земли Норденшельда (о-в Западный Шпицберген), отобранных во время полевых работ 2008 г., характеризуется отсутствием значимых различий составов долеритов обоих силлов как по главным петрогенным оксидам, так и по редким элементам, за исключением оксида калия, содержание которого в диабазах Западного силла (оз. Линне) несколько выше. Силлы также однородны и по нормативному минеральному составу. Слагающие их долериты относятся к пересыщенным кремнеземом кварц-гиперстеновым толеитам, что отличает их от юрских вулканитов архипелага ЗФИ, среди которых значительная часть представлена насыщенными кремнеземом оливин-гиперстеновыми разностями, и сближает с раннемеловыми базальтами и долеритами даек и силлов о-ва Хейса того же архипелага [2]. Последние, как и силлы о-ва Западный Шпицберген, являются исключительно нормативно кварц-гиперстеновыми.

Из анализа некоторых статистических характеристик составов силлов западной части Земли Норденшельда и основных вулканитов ЗФИ следует, что, как по средним содержаниям наиболее информативных оксидов и редких элементов, так и по интервалам их концентраций, долериты силлов Шпицбергена прямо сопоставимы с базальтами и долеритами раннемеловых даек о-ва Хейса и отличаются от юрских вулканитов ЗФИ.

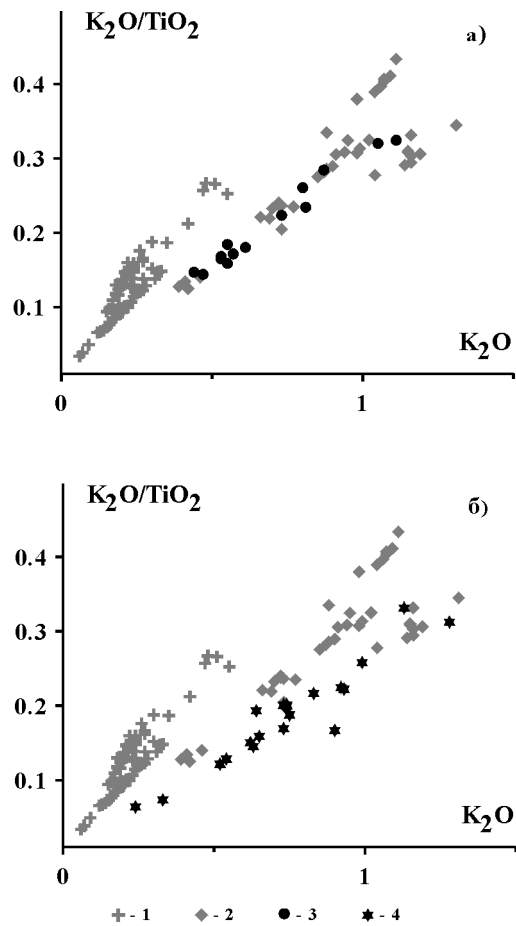


Рисунок. Диаграммы $K_2O - K_2O/TiO_2$ для юрских и раннемеловых базальтов Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена
 1 – юрские базальты ЗФИ, 2 – раннемеловые базальты и долериты ЗФИ, 3 – долериты силлов западной части Земли Норденшельда арх. Шпицберген, 4 – долериты Земли Диксона, Тундры Богемана и западного побережья Эксман-фьорда, архипелаг Шпицберген. Пояснение а и б см. в тексте

На диаграмме $K_2O - K_2O/TiO_2$ юрские и раннемеловые вулканиты ЗФИ формируют два обособленных тренда (рисунок, фрагмент а). Все фигуративные точки составов раннемеловых долеритов Шпицбергена на этой диаграмме располагаются в поле раннемеловых базальтов ЗФИ, а тренды практически совпадают. Такое же совпадение составов и трендов дифференциации показывают и силлы других районов Шпицберге-

на. На рисунке (фрагмент б) нанесены данные по силловым телам Земли Диксона, Тундры Богемана и западного побережья Эксман-фьорда [6]. Долериты этих силлов по нормативному минеральному составу также относятся к пересыщенным кремнеземом кварц-гиперстеновым толеитам и также формируют на диаграмме тренд, близкий тренду раннемеловых базальтов ЗФИ и отличный от тренда юрских вулканитов.

Приведенные характеристики свидетельствуют о сходстве физико-химических параметров магматических систем раннемелового магматизма Шпицбергена и ЗФИ. Таким образом, магматические породы западной части Земли Норденшельда, как представляется, являются крайней западной периферией обширного Баренцевоморского магматического ареала, включающего Шпицберген, ЗФИ и охватывающего, помимо рассмотренных архипелагов, и большую часть шельфа Баренцевоморской континентальной окраины [8, 9].

В геодинамическом отношении юрско-меловой магматизм обусловлен всплытием Баренцевско-Амеразийского суперплюма [9]. Исходя из реконструкций [9], представляется, что центр магматической активности охватывал области архипелагов ЗФИ, Шпицберген и прилегающие к ним (на тот интервал времени) районы Канадского Арктического архипелага и островов Де-Лонга. Главные же тренды деструкции литосферы были направлены в диаметрально противоположные стороны от этого центра. Но последствия воздействия суперплюма на северную часть последней Пангеи по-разному отразились в этих трендах. В пределах Баренцевоморского региона суперплюм вызвал лишь растрескивание и растяжение континентальной литосферы с соответствующим магматизмом. А на окраине Северной Америки, помимо указанного, процессы деструкции повлекли за собой откол Новосибирско-Чукотско-Аляскинского блока (микроплиты) с образованием в раннем мелу (неоком) Канадского бассейна. В это время рифтинг перерастает в спрединг с последующей аккрецией меловой океанической коры.

Работа подготовлена в рамках выполнения проектов по Программам фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 14 (по Программе Международного полярного года 2007–2008 гг.) и Президиума РАН № 16.

Литература

1. Буров Ю.П., Красильщиков А.А., Фирсов Л.В., Клубов Б.А. Возраст долеритов Свальбарда (по радиологическим данным) // Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 117–125.
2. Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Склярёв Е.В., Травин А.В., Шупилов Э.В. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа. // Геология полярных областей Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2009. С. 257–263. (Материалы XLII тектонич совещ.; Т. 1).

3. *Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Докл. РАН. 2009. Т. 425, № 2. С. 213–217.
4. *Комарницкий В.М., Шипилов Э.В.* Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // Докл. РАН. 1991. Т. 320, № 5. С. 1203–1206.
5. *Столбов Н.М.* К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып.4. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2002. С. 199–202.
6. *Столбов Н.М., Сироткин А.Н.* Некоторые структурно-петрологические аспекты юрско-мелового магматизма правобережья Ис-фьорда (о. Западный Шпицберген) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Т. 203, вып. 5. С. 224–231.
7. *Шипилов Э.В.* Геодинамическая интерпретация юрско-мелового базальтоидного магматизма Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа в контексте эволюции Арктического океана // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. С. 176–187.
8. *Шипилов Э.В., Карякин Ю.В.* Баренцевоморский ареал юрско-мелового базальтоидного магматизма и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // Материалы международной научной конференции «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики». М.: ГЕОС. 2008. Вып.8. С.395–400.
9. *Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г.* Баренцевско-Амеразийский юрско-меловой суперплум и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 369–372.
10. *Gayer R.A., Gee D.G., Harland W.B., Miller J.A., Spall H.R., Wallis R.H., Winsnes T.S.* Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. Oslo: Norsk Polarinstitut. Skrifter № 137. 1966. 39 p.
11. *Grachev A.F., Arakelyantz M.M., Lebedev V.A., Musatov E.E., Stolbov N.M.* New K-Ar ages for basalts from Franz Josef Land // Rus. J. Earth Sci. 2001. Vol. 3. No 1.
12. *Harland W.B.* Geology of Svalbard // University of Cambridge. 1997. 514 p.
13. *Smith D.G., Harland W.B., Hughes N.F., Pickton C.A.G.* The geology of Kong Karl's Land, Svalbard // Geol. Mag. 1976. Vol. 113. No 3. P. 193–232.
14. *Worsley D., Aga O.J., Dalland A., Elverhoi A., Thon A.* The geological history of Svalbard. Evolution of an Arctic archipelago. Stavanger: Statoil, 1986. 121 p.

**О состоянии работы над «Картой дайковых роев
и ассоциирующих с ними формаций России
и смежных регионов»**

Карты дайковых роев являются мощным орудием для идентификации крупных магматических провинций (КМП, или LIPs), интерпретации геодинамических обстановок, идентификации мантийных плюмов, характеристики истории распада суперконтинентов и палеоконтинентальных реконструкций, а также прогноза полезных ископаемых. Такая карта масштаба 1:5 000 000 выполнена для Канады и соседних регионов (Buchan & Ernst, 2004, Geol. Surv. Canada. Map 2022A) и показала себя весьма полезной в вышеуказанном аспекте. Составление подобной карты дайковых комплексов для России и, возможно, для некоторых смежных регионов несомненно окажется не менее полезным. В последние годы произошла революция в изучении и интерпретации дайковых комплексов. Аэромагнитные карты позволяют выявлять рои больших размеров и простой геометрии (параллельные и веерообразные). Они могут в настоящее время быть датированы точнее чем ± 5 млн лет с помощью U-Pb метода по бадделеиту и циркону и в некоторых случаях с использованием Ar-Ag метода. Датирование указывает, что многие рои внедрялись короткими эпизодами < 10 млн лет. Палеомагнитные исследования даек, датированных с большой точностью, дают хорошо обоснованные траектории кажущегося движения полюса (КТДП, или APWP), способствуя уточнению палеоконтинентальных реконструкций.

Мы выступаем как руководители Проекта от имени группы исследователей, объединившихся для создания «Карты дайковых роев и ассоциирующих с ними формаций России и смежных регионов». Имея в виду плотность и распределение возрастов на карте Канады и полученные нами предварительные результаты, мы предполагаем, что аналогичная карта для России и смежных регионов может содержать более 700 роев (>200 для докембрия и >500 для фанерозоя) Из них возможно 100 будут иметь гигантские размеры (>300 км в длину) и 20 будут веерообразными.

К настоящему времени созданы черновые карты для целого ряда регионов, включая Кольский полуостров, Карелию, Украинский щит, Урал (включая Приполярный и Полярный), Южная Сибирь, Монголия, восточный Алдан); эти карты были импортированы в ArcGIS. С современ-

¹ Университет Оттавы и Эрнст Геосайенсиз, Оттава, Канада

² Институт Геологии, Уфимский научный Центр РАН, Россия

ным состоянием выполнения Проекта можно познакомиться на сайте <http://www.largeigneousprovinces.org/projects.html>. Приглашаем заинтересованных лиц принять участие в Проекте.

Р.М. Юркова¹, Б.И. Воронин¹

Комплекс параллельных даек предостроводужных офиолитов

Этот комплекс детально изучен на п-ове Шмидта Северного Сахалина. Комплекс сформирован в зоне перехода примитивная островная дуга – желоб в результате подъема офиолитового диапира [4]. Подъем офиолитового диапира связан с мантийной серпентинизацией дунит-гарцбургитовых ультрабазитов. Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40–50 км характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7.8–7.9 км/с вместо 8.1–8.2 км/с в выше- и нижележащих слоях [1]. На глубине 40–50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого–Беньофа, трассируемой очагами землетрясений [1]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределен срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров флюидонасыщенных пластичных серпентинитов [5]. Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого флюидонасыщенного пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемого декомпрессией и интенсивным плавлением при растяжении свода диапира, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: лерцолитовым, полосчатым, габброидным, параллельных даек, спилит-кератофировым, составляющими офиолитовую ассоциацию. Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съемок, массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии [4].

В пакетах «дайка в дайке» п-ова Шмидта сочетаются две серии (генерации) полудаек. Первая серия состоит из субвертикальных или крутопадающих слабоизвилистых полудаек, прислоненных через зону заделки к блокам вмещающих габброидов (рисунок). Параллельность их друг другу не всегда выдержана. В ряде случаев они незначительно смещены относительно друг друга по субгоризонтальным нарушениям.

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

Наблюдается, что полудайки первой серии выклиниваются на разных уровнях внутри блоков аподиабазовых и апогаббро-диабазовых амфиболитов. Вторая серия пакетов состоит из дугообразно изогнутых или прямолинейных параллельных полудаек, пересекающих дайки первой серии под острыми углами. Во всех полудайках хорошо различаются зоны закалки и две–три разнозернистые зоны внутренних частей. В наиболее меланократовых разностях базальтов эндозон пакетов полудаек первой серии порфиновые вкрапленники, составляющие до 40% объема породы, представлены пироксенами. Гломеропорфиновые сростки состоят из диопсида ($\text{Wo}_{45}\text{En}_{47}\text{Fs}_8$) и псевдопластинчатых амфибол-хлоритовых сростков, образованных за счет ортопироксена ($\text{Wo}_2\text{En}_{68}\text{Fs}_{30}$). Структура основной массы изменяется от интерсертальной и гиалопилитовой до апогиалиновой. Промежутки между микролитами альбита (An_{2-3}) или вмещающая масса сложены микрозернистыми (3–100 мкм) агрегатами вторичных минералов: амфиболов, хлорита, альбита, магнетита, пумпеллиита, лейкоксена, клиноцоизита, пренита. В наиболее крупнозернистых (50–100 мкм) породах значительную часть основной массы составляют призматические зерна диопсида.

Породы первой серии полудаек подверглись интенсивной термальной амфиболитизации вплоть до образования альбитовых диабаз-амфиболитов и габбродиабаз-амфиболитов. Амфиболитизация не характерна для базальтов и диабазов второй серии полудаек. Предпочтительное образование пумпеллиита перед пренитом в дайках первой серии, по-видимому, наряду с режимом летучих (высокие флюидные давления в первом случае) определялось более основным составом магмы и накоплением в остаточных флюидах железа. В дайковых пакетах вблизи поперечных разломов наблюдаются жилы, неправильной формы тела и линзы альбититов и кварцевых кератофилов длиной до 2.5–3 м, в поперечнике до 1 м. Вмещающие породы подверглись пропилютоподобным изменениям и окварцеванию вплоть до образования метасоматических плагиогранитов [3].

С этой стадией метаморфических изменений дайкового комплекса связано образование сульфидов сложного состава $[(\text{Fe}^{2+}_{0.93}\text{Mg}_{0.02})_{0.95}(\text{Fe}^{3+}_{1.86}\text{Cr}_{0.08}\text{Al}_{0.06}\text{Ti}_{0.01})_{2.01}\text{O}_4]$. Верхняя граница перехода дайкового комплекса в лавы базальтов и спилитов изучена детально, и большинством исследователей принимается тезис о том, что дайки служат подводными каналами для вышележащей лавы. Что касается нижней границы комплекса, то она является скользящей и может проходить на разных уровнях разрезов в зависимости от специфики процессов спрединга. При этом расслоенный габбро-гипербазитовый и дунит-гарцбургитовый комплексы не были жестким массивным основанием, подвергшимся деструкции в период формирования дайкового комплекса.

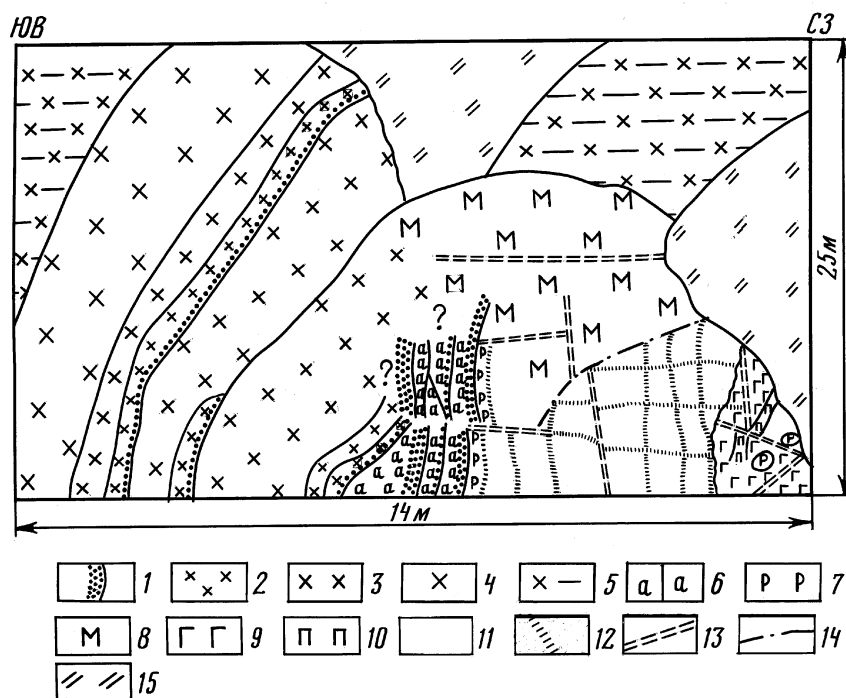


Рис. 1. Строение дайкового комплекса п-ова Шмидта (Сахалин)

1 – порфириновые базальты и андезитобазальты зон закалки: один ряд точек соответствует мощности до 5 см, два ряда – 5–10 см, три – 10–15 см, 2, 3 – порфириновые диабазы: 2 – микро-мелкозернистые, 3 – мелкозернистые; 4 – порфириновые габбродиабазы; 5 – дайковые диабазы и габбродиабазы без разделения по зонам; 6 – амфиболитизированные диабазы; 7, 8 – аподиабазовые амфиболиты: 7 – мелкозернистые, 8 – массивные средне-мелкозернистые; 9 – двупироксеновое габбро; 10 – амфиболитизированный габбропегматит; 11 – вмещающие габброиды в целом; 12 – палимпсестовые границы блоков в габброидах; 13 – зоны дробления и милонитизации; 14 – границы приблизительные; 15 – осыпь

Это был крупный этап полистадийного сквозного развития геотермальной системы. Верхняя часть серпентинизированного диапира, насыщаясь магматическими породами ультраосновного и основного состава, превращалась в сводовое поднятие. При растяжении свода, начиная с глубины 5 км, формировался «слой» параллельных даек. Сгущение даек можно ожидать в центральной, унаследованно магматогенной части, где кристаллизовалось двупироксеновое анортитовое габбро. Рассеянные серии даек пересекали бортовые участки поднятия, в том числе

серпентинизированные ультрабазиты, что привело к образованию ролитов. Такой сквозной путь развития магматическо-метаморфической системы офиолитового диапира обеспечил активное участие тепла и флюидов, связанных с формированием дайкового комплекса, в минеральных преобразованиях не только дайковых пород, но и пород габброидных, габбро-гипербазитовых и гипербазитовых ассоциаций.

Полудайки п-ова Шмидта по петрохимическому составу, а именно по соотношению FeO/MgO с TiO_2 , тяготеют к породам бонинитовой серии и совпадают с переходными к бонинитам типами толеитовых базальтов, характерными для фронтальных частей примитивных островных дуг и внутренних частей глубоководных желобов, в частности Марианских, маркирующих выходы сейсмофокальной зоны. Характерной особенностью магмы, породившей эти породы, является высокая насыщенность флюидами. Высокие содержания флюидов в дайковых диабазах явились причиной флюидного метаморфизма и термальной амфиболитизации этих пород. Следует отметить, что роговые обманки рассматриваемого дайкового комплекса обнаруживают сходство с амфиболами метагаббро-матабазальтов полимиктовых брекчий Марианского трога (скв. 453) и Марианского желоба (скв. 460). Ранние генерации роговых обманок в полимиктовой брекчии Марианского трога и в дайковом комплексе п-ова Шмидта представлены высокомагнезиальными разностями (18–20 мас. % MgO). Обсуждение данных по содержанию и распределению малых и редких элементов проведено с учетом состава минеральных ассоциаций породы и характера метаморфических изменений. Так, несомненна связь содержания ванадия и количества в породе рудных зерен. При содержании рудных зерен в пределах 1–3% объема породы ванадий присутствует в количестве от 148 до 172 г/т. Наиболее высокие содержания хрома установлены для пород со стекловатыми структурами. Это базальты зоны закалки первой серии (до 380 г/т). Потери Cr при ранней амфиболитизации дайковых пород могут достигать 190 г/т. В меньшей мере или совсем незаметно влияние процессов амфиболитизации на содержание Ni и Co.

Если перейти к зеленокаменно измененным дайковым породам, то в них содержание Cr и Ni падает до наиболее низких (15–18 г/т) значений. Что касается Cu, то наиболее высокие ее содержания отмечаются для пород из пакетов полудак первой серии. В зеленокаменно измененных породах содержание Cu несколько возрастает. Содержание Rb большей частью не превышает 5 г/т. Значительные колебания характерны для содержания Sr и Ba. При этом четко устанавливается тенденция увеличения содержания Sr в метаморфизованных породах, особенно гидротермально измененных, и в лавах. Самые низкие содержания Y и Zr (5–20

г/т) отмечаются для базальтов зон закалки полудаек первой серии. Как следствие метаморфических преобразований пород намечаются две тенденции изменения содержания рассеянных элементов: понижение роли Sr и Ni и повышение Sr, Zr и Y. Геохимические особенности пород дайкового комплекса могут быть использованы для металлогенических прогнозов в отношении Cu, Ni, V. Сохранение высоких содержаний Cu в течение всего этапа формирования дайкового комплекса от ранних к поздним генерациям даек диабазов вплоть до кислых дифференциатов (альбититов), а также накопление этого элемента в зеленокаменно измененных породах дает основание предполагать перенос меди флюидами и концентрирование ее в виде сульфидов в благоприятных геохимических ловушках, как например, на контакте с серпентинитами. Присутствие Ni можно ожидать в виде изоморфной примеси в сульфидах. Эффект накопления ванадия отмечается для окварцованных и пропилиитоподобных пород и усиливается на контакте с серпентинитами.

Литература

1. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
2. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
3. Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. №5. С.3–14.
4. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56–67.
5. Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. Serpentine seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. Vol. 76. P. 355–366.

Ф.Л. Яковлев¹

Сравнение методологических подходов к решению проблемы строения зон линейной складчатости внутренних частей подвижных поясов (на примере Большого Кавказа)

«Гранитный» слой континентальной земной коры образуется (и наращивается) в результате трех основных процессов – складчатости, метаморфизма и гранитизации. Наши представления о сути развития континентальной коры зависят, таким образом, от надежности знаний о механизмах

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ)РАН, Москва, Россия

этих преобразований. Из этой триады складчатость является процессом, наиболее сложным для изучения с методологической точки зрения.

Если говорить о линейной складчатости внутренних частей подвижных поясов (хорошо изученные складки и разрывы предгорных прогибов мы не рассматриваем), то существуют несколько аспектов проблемы. Реально наблюдению доступна полоса вдоль рельефа высотой около 500 м, за пределами которой складчато-разрывная структура остается неизвестной. При этом, чем точнее данные о природной структуре, тем сложнее ее «дорисовать». Дорисовку структуры, точно построенной по полевым наблюдениям, авторы пересечений обычно ограничивают 2–3 км, а «концептуальный» профиль на это же пересечение обычно охватывает до 10–15 км глубины, при этом его структура в полосе наблюдения не совпадает с природной. В таких профилях в соответствии с тектоникой плит используются схемы субдукции или надвиговых структур форланда. Ниже будет показана ошибочность такого подхода, поскольку по параметрам «механического» характера (тип складок, мощности слоев, тип формации, общая мощность толщи и т.д.) структуры форланда и хинтерланда радикально отличаются друг от друга.

Многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости [7], разработанный в рамках тектонофизического подхода, позволяет давать количественное описание деформаций объектов разного размера без пропуска уровней, от отдельных складок до мегантиклинорий, что обеспечивает возможность диагностики механизмов и восстановления доскладчатой и современной структуры. Для прогноза современной структуры поверхности «осадочный чехол / кристаллический фундамент» используются уровни «складчатый домен» и «структурная ячейка». В домене измеряются наклоны осевых поверхностей складок, наклон зеркала серии складок и величина укорочения складок в направлении перпендикулярно осевой плоскости. Деформации домена могут быть описаны как эллипс деформаций [10].

Отрезок линии профиля (измеряются его наклон и длина) может быть приведен к доскладчатой ситуации путем трех кинематических операций: 1) поворот до горизонтального зеркала складок, 2) простой горизонтальный сдвиг до вертикального положения осевых поверхностей и 3) удлинение до исчезновения складок (эллипс при этом становится кругом). Структурная ячейка охватывает весь осадочный чехол и объединяет несколько доменов от ядра локальной крупной антиклинальной складки до ядра синклиальной. Зная длины современных и доскладчатых отрезков линии профиля в этих доменах, легко определить величину укорочения для ячейки. Для Северо-Западного Кавказа ранее были составлены детальные структурные пересечения [1, 4], по данным кото-

рых в структуре было выделено 244 домена и 42 структурные ячейки. Обобщенные для ячеек данные о мощности стратиграфических подразделений и полученные величины укорочения позволили оценить глубину до подошвы чехла в ячейках.

Фактически тем самым была составлена сбалансированная по мощности осадочного чехла и по величинам деформаций квазитрехмерная модель осадочного чехла Северо-Западного Кавказа. В имеющихся «концептуальных» моделях [9, 2] показано положение границы чехол/фундамент на глубинах 5–10 км и общий наклон этой границы к северу или ее горизонтальное положение. Пододвигание жесткого фундамента в целом указано именно по этому уровню. Полученная нами модель показывает резко расчлененный рельеф этой границы с центральным прогибом в западных и восточных пересечениях и ее сильное погружение в югу в центральных. Средняя современная глубина поверхности чехол/фундамент при этом составляет 13 км, меняясь от 5–7 км до 25–30 км. В целом структура поверхности такова, что исключает возможность проведения какой-либо единой плоскости срыва, предусмотренной указанными «концептуальными» моделями.

Тем же методом была исследована структура перехода от Закавказского срединного массива к Чиаурской зоне Большого Кавказа [6]. По материалам структурного пересечения к западу от Рокского перевала было выделено 26 доменов и 4 структурных ячейки. По величинам укорочения для ячеек и по уровню стратиграфии были определены глубины поверхности чехол/фундамент в ячейках (с юга на север – 19, 22, 25, 17 км), а в Закавказском срединном массиве к югу от разделяющего их Рача-Лечхумского разлома – только 5–7 км. Таким образом, амплитуда сброса по Рача-Лечхумскому разлому составляет 10–15 км, что абсолютно исключает возможность «пододвигания» жесткого Закавказского массива под структуры Большого Кавказа. Одновременно эти данные подтверждают в целом «пластичный» стиль альпийских деформаций фундамента [3] (поскольку величина его укорочения совпадает с укорочением структур чехла), а также показывают, что «механические» причины для существования детачмента полностью отсутствуют. Разработана геометрическая схема развития такой структуры, объясняющая существование наблюдаемых в районе надвигов (локальных, в пределах опущенных блоков массива), ошибочно принимаемых исследователями за регионально значимые.

Материалы замеров геометрии структуры в 244 доменах Северо-Западного Кавказа включали наклоны плоскостей разрывов, а в результате восстановления их доскладчатого состояния были получены доскладчатые наклоны этих сместителей и амплитуды смещения (горизон-

тального и вертикального). Эти данные (всего 119 замеров) позволили на статистическом уровне установить закономерности проявления разрывных структур [8] в этом районе. Было обнаружено, что надвиги и сбросы развиты в равной степени (соответственно 58 и 61); при среднем наклоне в 80° (южная вергентция), распределение этого параметра является нормальным, средняя амплитуда составляет около 500 м надвигания, а отдельно – 1838 м для надвигов и 788 м для сбросов. Выявлены только отдельные крупные надвиги с южной вергентностью в центре и на южном фланге структуры (не в каждом профиле). Эти данные опровергают для Большого Кавказа декларируемую в рамках тектоники плит закономерность строения складчатых зон, состоящую в развитии только моновергентных надвигов с общим пологим detachментом.

Анализ геометрии разрывов на границах структурно-фациальных зон выявил типичные сложности в определении амплитуд смещения – ложные сбросы и ложные крупноамплитудные надвиги [8]. Этим можно объяснить наблюдаемые «сближенные разрезы», не используя многокилометровые перемещения. Важнейшей особенностью мощных, до 10–20 км, сланцевых или флишевых толщ, образующих линейную складчатость центральных частей складчатых сооружений, видимо, является принципиальная невозможность двух-трехкратных внутренних перекрытий по надвигам. Такие дуплексы реально фиксируются в предгорных прогибах с мощностью чехла в 2–3 км: после трехкратных перекрытий вертикальная мощность там составит только 6–9 км. Однако, такое же увеличение мощности колонны осадков (до 30–60 км, соответственно) при надвигании базальных горизонтов на кровлю чехла (это является гарантией того, что деформация не реализована в складках) представляется абсолютно нереальным. Поскольку использованный метод балансирования разрезов линейной складчатости по геометрии доменов гарантирует относительно точное численное определение укорочения структуры, как целиком, так и по частям, дополнительное привлечение указанных выше соображений о «сближении разрезов» представляется неоправданным.

Встает вопрос: если схемы «А» – субдукции являются нереальными, тогда каким же образом образуются складчатые системы? На основании полученных объемно сбалансированных доскладчатых и современных структур основных тектонических зон Большого Кавказа была разработана модель развития всего мегантиклинория до глубин 70–100 км [5]. Было выявлено, что породы, ранее находившиеся на первоначальном уровне границы Мохо (40 км, конец триаса) должны были опуститься на глубину 80–110 км в южном фланге Большого Кавказа – без этой структура с современной геометрией не могла возникнуть. На основании этой модели в самом общем виде была выдвинута гипотеза, что

преобразования пород коры в породы мантии с их общим уплотнением не только обеспечивают геометрические параметры структуры, но и могут быть причиной всех деформаций. Тем самым из трех возможных процессов в рамках тектоники плит (магматогенное расталкивание в дивергентных границах, мантийные конвективные движения и гравитационное «обрушение» в конвергентных границах) приоритет отдается последнему. Если это предположение подтвердится, существующие ныне на базе тектоники плит общепризнанные закономерности формирования континентальной коры, равно как и всей тектоносферы, потребуют пересмотра.

Таким образом, выявление реально существующих закономерностей строения складчатых сооружений на основе тектонофизических подходов и количественных (кинематических) моделей формирования многогранговых структур может быть ключевым фактором создания геодинамических моделей более реалистичных, чем существующие.

Литература

1. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 60 с.
2. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики: К 40-летию создания М.В.Гзовским Лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 191–224.
3. Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН. 2000. Т. 375, № 5. С. 662–665.
4. Шолто В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
5. Яковлев Ф.Л. Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости // Геофиз. исслед. 2008. Т. 9, № 1. С. 56–75.
6. Яковлев Ф.Л. Количественные методы анализа природных механизмов формирования складок и систем линейной складчатости // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским Лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 149–188.
7. Яковлев Ф.Л. Многогранговый деформационный анализ структур линейной складчатости // Докл. РАН. 2008. Т. 422, № 3. С. 71–376
8. Яковлев Ф.Л. Опыт типологии разрывов в структурах линейной складчатости на примере Большого Кавказа // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Иркутск. ИЗК СО РАН, 2009. С.128–131.
9. Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and petroleum Geology. 1996. Vol. 13(2)/ P. 195–223.
10. Yakovlev F.L., Voitenko V.N. Application of the deformation tensor conception for the estimation of deformations in different-scale folded structures // «Regularity of structure and evolution of geospheres», Vladivostok, 20–25 September 2005. P. 66–69.

О расширении представлений о механизмах горообразования на примере исследований структур Памирского синтаксиса и Большого Кавказа

Район Памирского синтаксиса имеет особенность – доолигоценую поверхность выравнивания, которая используется в качестве репера при анализе поднятий и погружений, а также для подсчетов укорочения в складках и разрывах этой поверхности. Здесь же глубоко изучена история развития рельефа, есть хороший материал по глубинам Мохо. В качестве рабочих моделей горообразования традиционно использовались две гипотезы: 1) увеличение мощности коры при укорочении и соответствующее изостатическое поднятие и 2) наращивание мощности коры снизу (андерплейтинг). По инициативе и при участии А.Ф. Грачева [1] было проведено параллельное определение величин укорочения по данным о мощности коры для Тянь-Шаня и по геометрии пенеплена для Тянь-Шаня, Памира и Афгано-Таджикской депрессии. Было найдено, что по ориентировкам и по характеру распределения величин укорочения результаты получились очень похожими. Были обобщены величины укорочения для восьми пересечений в Тянь-Шане по обоим методам, которые показали сильную корреляцию ($r=0.87$) между собой. При этом величины укорочения, получаемые по первому методу, оказались систематически выше, что позволило впервые выдвинуть гипотезу об одновременном действии обоих механизмов [6], а также оценить средний вклад наращивания коры (андерплейтинг) в 7 км или около 50% общего увеличения мощности коры. Декларировалось их одновременное действие.

Используя идею о двух действующих механизмах, группа авторов проследила их действие во времени для Центрального Тянь-Шаня [2]. Для этого исследовался рост рельефа и сравнивались современные скорости горизонтальных перемещений по GPS-данным со средними скоростями по структурно-геологическим данным за новейший этап. Были сделаны следующие выводы: 1) в позднеплейстоцен-голоценовый период скорости подъема увеличились на порядок, 2) средняя скорость новейшего укорочения меньше современной (за последние 2 млн лет) только в 2–2.5 раза. Сопоставляя эти данные и определяя величину поднятия, обусловленную укорочением, авторы [2] пришли к выводу, что вплоть до рубежа ранний/поздний плейстоцен все поднятие являлось результатом укорочения, а на последнем этапе вклад укорочения в подня-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

тие не превышал 18%. Остальная часть поднятия современного этапа объясняется разуплотнением верхней мантии в результате подъема горячих флюидов. Часть амплитуды подъема приходится на ретроградный метаморфизм гранулитов низов коры.

Не подвергая сомнению суть этих выводов, рассмотрим следующую странность этой схемы: подъем астеносферы происходил, видимо, равномерно (другое не оговаривалось) и только в тех зонах, которые подверглись предварительному укорочению. В процессе участвуют также metabазиты нижней части коры, которые при нагревании испытывали ретроградный метаморфизм и разуплотнение. То есть, предполагается, что процессы разуплотнения не связаны прямо с величинами предшествовавшего укорочения. Если вернуться к нашим данным о связи величин укорочения по мощности коры с величинами укорочения по структурно-геологическим данным, можно выделить суммарный прирост мощности коры в результате андеплейтинга по тем исследованным восьми профилям, в которых есть величина укорочения [1, 5, 6]. Расчет корреляции показал вполне определенную, хотя и несколько слабую связь между этими величинами ($r = 0.37$). Однако, если учесть, что за пределами этих районов укорочение и «прирост» мощности коры отсутствуют, то связь становится явной (с этой точкой $r = 0.70$).

Эти соображения позволяют выдвинуть следующую гипотезу: укорочение дневной поверхности горного массива обязательно приводит к опусканию пород, находящихся на некоторой глубине, причем чем глубже этот уровень, тем существеннее опускание (4 км при 10% укорочении коры 40-километровой исходной мощности, 10 км – для исходного уровня 100 км). При этом относительно холодные породы, попадая на новую глубину, должны нагреться, спустя некоторое время, что может дать соответствующее их разуплотнение в результате тех же фазовых изохимических переходов (базиты / гранулиты). В предлагаемом варианте независимый от укорочения подход снизу мантийных флюидов уже не играет абсолютной роли.

Рассмотрим дополнительно два района, прилегающие к Тянь-Шаню и имеющие сходную историю активизации неотектонических процессов: Афгано-Таджикскую депрессию и Памир. В той же работе [5] нами были получены величины укорочения этих двух районов, составившие для первого по пяти пересечениям 36–59% (среднее 49%), а для второго – менее 1%. В соответствии со схемой Топонье [7], можно было бы ждать существенного увеличения мощности коры (60–100 км при среднем 78 км) в первом случае и неизменной мощности во втором. Однако мощность коры в Афгано-Таджикской депрессии составляет 35–45 км, а в Памире – 60–65. То есть и в первом и во втором случае около 20 км

исходной мощности колонны литосферных пород изменили свойства с коровых на мантийные, и наоборот [6]. Такие трансформации не могут быть объяснены только изохимическими фазовыми переходами нижних частей коры или верхних горизонтов мантии; следует предполагать, что здесь имел место привнос–вынос вещества (флюидов калий-натриевого и железо-марганцевого состава).

Рассмотрим дополнительно полученную недавно информацию о процессах горообразования в постскладчатых районах. Для Северо-Западного Кавказа, используя материал детальных структурных пересечений и методы кинематического анализа структур нескольких иерархических уровней [4], были получены данные о величине укорочения в пределах выделенных 42 структурных ячеек. Собранные данные о доскладчатой мощности осадочного чехла в них позволили построить квазитрехмерные модели осадочного чехла для трех стадий: 1) доскладчатой, 2) постскладчатой–доорогенной и 3) современной, посторогенной. Вторая стадия выделялась на основании известной разницы во времени между основной складчатостью (рубеж эоцена–олигоцена) и началом воздымания гор (сармат, поздний миоцен). Геоморфологическая информация о сводово-глыбовом характере воздымания сооружения Большого Кавказа подтверждает это. Разница в положении кровли фундамента между второй стадией и современным состоянием определялась как глубина горизонтов, выходящих сейчас на поверхности, в колонне осадков увеличенной постскладчатой мощности с поправкой на высоту современного рельефа. Эта разница является той мощностью осадков, которая была размыта и в определенном смысле имеет отношение к амплитуде поднятия фундамента, образующего горное сооружение. Средняя величина этого параметра для Северо-Западного Кавказа составила 10 км, меняясь от ячейки к ячейке от 1.5–2.0 км до 22 км. Амплитуды параметра распределялись по району вполне закономерным образом, по простиранию увеличиваясь с запада к центру и несколько снижаясь в восточной части структуры, а также увеличиваясь к центральной оси вкрест простирания.

Важным параметром оказалась также разница между положениями фундамента на первой стадии и современным, т. е. разница между мощностями накопленных осадков и современной неразмытой колонной осадков от поверхности до кровли фундамента. Оказалось, что между исследуемыми параметрами есть определенные виды связи. Прежде всего, амплитуда поднятия (мощность размытой колонны осадков) была прямо и устойчиво связана с величиной укорочения ячеек ($r=0.78$). Были обнаружены связи между увеличением укорочения и разницей глубин фундамента ($r=-0.58$), а также между начальной мощностью осадков и

разницей глубин ($r=0.54$). Эти соотношения говорят о том, что, чем глубже будет прогибание коры (и больше мощность осадков), тем больше будет укорочение, тем больше будет орогенное поднятие фундамента, тем больше будет современная глубина фундамента.

Детальное восстановление механизма формирования современной структуры складчатых зон Большого Кавказа показало [3], что укорочение структуры возникло в условиях масштабного опускания массивов пород бывшей границы Мохо – до 80–100 км. Вероятнее всего, при таких масштабах процесс может идти прежде всего при химическом замещении пород коры породами мантии. Быстрое погружение части пород на большую глубину могло и не сопровождаться их полным приспособлением к новым условиям. Например, постепенное нагревание могло вызвать ретроградный метаморфизм и разуплотнение. Такая схема объясняет прямую корреляцию «поднятия» с величиной укорочения (с объемами погружившихся пород).

Таким образом, при рассмотрении геодинамических схем возникновения горных сооружений предлагается использовать следующие механизмы, как отдельно, так и в некоторых сочетаниях: 1) модель горизонтального укорочения–увеличения вертикальной мощности коры – изостатического поднятия (Тянь-Шань до Q_1 , [7]); 2) изохимические фазовые трансформации пород кора–мантия под воздействием опускания и нагревания (наше мнение, Тянь-Шань, Q_2 – Q_4); 3) смещение границы Мохо на большие вертикальные расстояния при неизохимических преобразованиях под воздействием мантийных флюидов (Памир, платформенные области, гипотеза?); 4) изохимические или неизохимические преобразования тех пород, которые оказались опущенными на большие глубины в результате складчатости (Большой Кавказ, гипотеза?); 5) разуплотнение верхней мантии в результате подъема горячих флюидов (Тянь-Шань, Q_2 – Q_4 [2]). Важным выводом также является необходимость предварительного анализа ситуации перед тем, как использовать для исследования горообразования только наиболее распространенную в литературе модель Топонье [7].

Работа частично поддержана проектом РФФИ №07-05-00436а.

Литература

1. Грачев А.Ф., Яковлев Ф.Л., Юнга С.Л. Сокращение земной коры при орогенезе // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: Пробел, 2000. Разд. 13.3. С. 429–431.

2. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е. и др. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.

3. Яковлев Ф.Л. Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости // Геофиз. исслед. 2008. Т. 9, № 1. С. 56–75.

4. Яковлев Ф.Л. Исследование постскладчатого горообразования – первые результаты и подходы к диагностике механизмов на примере Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 510–515. (Материалы ХLI Тектонич. совещ.; Т. 2).

5. Яковлев Ф.Л., Юнга С.Л. Оценки сокращения земной коры при горообразовании на примере Памиро-Тянь-Шаньского и Алтае-Монгольского региона // Рос. журн. наук о Земле. 2001. Т.3, № 5. http://eos.wdcb.rssi.ru/tjes/tjes_r00.htm

6. Яковлев Ф.Л. Юнга С.Л. Механизмы горообразования на примере Памиро-Тянь-Шаньского синтаксиса и Алтае-Монгольского региона // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность. Новосибирск, 2003. С. 216–220.

7. Avouac, J. -Ph., Tapponnier P. Kinematic model of activ deformation in Central Asia // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20. P. 895–898.

**В.В. Ярмолюк¹, И.К. Козаков², А.М. Козловский¹,
Е.А. Кудряшова¹, В.И. Лебедев³, Л.Б. Терентьева²**

Дайковые пояса в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): геологическое положение и геодинамические приложения

Скопления даек в виде дайковых роев и поясов являются характерными элементами строения магматических областей ЦАСП, возникших в континентальную стадию развития его коры. Эти скопления характеризуются вполне закономерным геологическим положением и проявлены прежде всего в связи с рифтогенными структурами: грабенами, впадинами, системами нормальных сбросов, сопровождаясь, как правило, близкими по возрасту и составу комплексами вулканических и плутонических пород. Выделяются следующие эпохи формирования крупных дайковых поясов: позднерифейская, раннеордовикская, девонская, позднепалеозойская, раннемезозойская, позднемезозойская, позднекайнозойская.

Позднерифейская эпоха характеризовалась образованием дайковых роев вдоль краевых зон кратонных блоков Северной Азии. Скопления даек этого возраста отмечаются вдоль южного края Сибирского кратона.

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

² Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов (ТИКОПР) СО РАН, Кызыл, Россия

Они закартированы в пределах позднерифейских грабенов, в Шарыжалгайском выступе, вдоль границы с Байкало-Муйской зоной, в пределах Алданского щита. С полями развития этих даек ассоциируются другие проявления магматизма внутриплитного типа, в частности, автономных кольцевых массивов ультраосновных щелочных пород. Возраст пород составляет (U-Pb данные): для Арбарастахского массива – 650 млн лет, для Ингилийского массива 650 млн лет. Возраст массивов ультраосновных щелочных пород с карбонатитами в зоне юго-западной границы платформы (Белая Зима, Тагнинский, Жидойский) варьирует между 630 и 650 млн лет. На этом основании возраст даек определяется по крайней мере не моложе того же возрастного интервала. В Шарыжалгайском блоке развито несколько генераций даек, среди которых преобладают дайки с возрастом 780–740 млн лет.

Крупный пояс позднерифейских даек прослеживается вдоль северной границы Дзобханского микроконтинента. Наблюдаемая протяженность пояса превышает 200 км, ширина составляет более 15 км, мощность отдельных даек составляет 30 м и более. Подобные дайки отмечаются в связи со щелочными гранитами (755 млн лет), прорывающими дзобханскую вулканическую серию, и метаморфизованы совместно с породами улдзийтольской серии (~700 млн лет), что позволяет сопоставлять их с дайками южного обрамления Сибирской платформы и дайками рифтовых структур континента Янцзы. В целом, формирование позднерифейских даек в пределах ЦАСП произошло между 730 и 630 млн лет и совпало с образованием дайкового пояса Франклин в пределах Лаврентии (около 720 млн лет). Предполагается, что эта эпоха дайкообразования была связана с распадом Родинии и заложением границ между континентами.

Раннеордовикская эпоха – своеобразие этой эпохи заключается в формировании многочисленных скоплений даек преимущественно основного и среднего состава в пределах гранитоидных массивов, возникших на син- и постколлизийных стадиях развития каледонид ЦАСП. Совокупный объем даек составляет до 10–15% объема массивов. В геодинамическом отношении эти массивы рассматриваются как результат взаимодействия литосферы каледонского супертеррейна с горячими точками мантии.

Девонская эпоха стала временем образования крупных дайковых систем, связанных с тройными сочленениями грабенов (triple junction). Одна из таких систем проявлена в зоне Вилюйского авлакогена (Мирнинско-Мархинская система и другие пояса). Вторая связана с Тувинским и Делюно-Юстыдским прогибами, а также крупными впадинами и грабенами, являющимися сателлитами этих прогибов. Дайки фиксируют

время заложения прогибов и пользуются широким развитием в их основании. Они наблюдаются главным образом в выступах фундамента, реже – в составе существенно базитовых лавовых и осадочных толщ, выполняющих эти прогибы. Возраст даек Тувинского и Делюно-Юстыдского прогибов оценивается в интервале раннего и среднего девона.

Еще одна система даек возникла вдоль южной границы каледонского континента. Эти дайки прослеживаются вдоль южного склона Гобийского, Монгольского и Китайского Алтая, в Восточном Казахстане («Иртышская зона смятия»). Их внедрение происходило в интервале между двумя этапами метаморфизма (~ 390 и 370 млн лет назад), которые были связаны с процессами субдукционной переработки коры каледонской окраины Северо-Азиатского палеоконтинента. Дайки слагают как отдельные тела, так и рои; протяженность до 10 км и более. По составу они разделяются на две группы – низко- и высокотитанистых базальтов, что, возможно, обусловлено сменой геодинамических механизмов в процессе их формирования

Позднепалеозойская эпоха дайкообразования связана с заложением и развитием позднепалеозойской–раннемезозойской рифтовой системы, которая включает крупные рифтовые зоны: Гоби-Тяньшаньскую, Гоби-Алтайскую, Северо-Монгольскую, Сыннырскую, Удино-Витимскую. Для этих зон характерно развитие грабенов, выполненных породами бимодальных вулканических ассоциаций. В основании грабенов отмечаются пояса даек, сложенных как основными, так и щелочно-салическими породами. Особенно многочисленны они в районах экспозиции корневых зон трахириолит-командитовых стратовулканов. Характер распространения даек предполагает их развитие по всей протяженности рифтовых зон, совокупная мощность даек на отдельных участках их развития достигает 1 км и более. Особую группу даек и других субвулканических тел представляют «синплутонические» интрузии в составе Ангаро-Витимского и Хангайского батолитов. Они образуют поля даек, охватывающих площади, которые совпадают с областью развития батолитов.

Раннемезозойская эпоха дайкообразования связана с возникновением и развитием Хентейского зонального магматического ареала. Периферию ареала образуют рифтовые зоны, которые представлены системами грабенов, выполненных породами бимодальных серий и сопровождаются цепочками массивов щелочных интрузий. В выступах основания грабенов прослеживаются системы даек, ориентированные вдоль простирания рифтовых зон, что позволяет предполагать их развитие на всем протяжении последних.

Позднемезозойская эпоха представлена системами даек, которые прослеживаются вдоль Западно-Забайкальской, Гоби-Алтайской и Вос-

точно-Монгольской позднемезозойских рифтовых зон. Дайки были сопряжены с излияниями базальтов и трахибазальтов, которые происходили в несколько фаз излияний. Вулканические поля слабо эродированы, дайки наблюдаются только в пределах выступов основания вулканических грабенов.

В позднем кайнозое территория Центральной Азии была подвержена воздействию системы горячих точек, в результате которого возникло несколько автономно развивавшихся вулканических областей (Южно-Байкальская, Хангайская, Удоканская, Дарганга и др.). Формирование этих областей сопровождалось сводообразованием с развитием грабенов в пределах сводов и трещинными лавовыми излияниями. Каналы излияний фиксируются дайками и обычно контролируются продольными, реже поперечными по отношению к структуре грабенов разломами.

Заключение. 1. Дайковые рои и пояса в континентальную стадию развития ЦАСП формировались в основном в связи с развитием грабенов (зонами растяжения и сбросообразования) и сопровождалась крупнообъемными лавовыми излияниями с ведущей ролью основных эффузий.

2. Дайковые пояса фиксируют зоны раскола континентов (в позднем рифее – раскол Родинии, в девоне – формирование восточной границы Сибирского кратона в Вилюйской области тройного сочленения грабенов), зоны рифтогенеза в обстановке АКО и коллизии (раннеордовикская, позднепалеозойская и раннемезозойская эпохи), зоны проявления внутриконтинентальных горячих точек мантии (позднемезозойская и позднекайнозойская эпохи).

3. Экспозиция даек на дневную поверхность существенно зависит от эрозионного среза тех магматических комплексов, с которыми сопряжены эти дайки. Хорошо прослеживаются дайки позднерифейского этапа. В более молодых комплексах дайки часто наблюдаются только в выступах основания вулканических полей. По-видимому, при глобальных построениях и поиске структур раскола и растяжения коры следует проводить реконструкции с учетом вероятного продолжения дайковых роев под перекрывающими их комплексами.

4. Установлен ряд эпох дайкообразования, последовательно сменявших друг друга на протяжении всего фанерозоя. Постоянное участие процессов глубинной геодинамики в формировании структуры ЦАСП свидетельствует о своеобразии геодинамических обстановок, действовавших вдоль южной (в современных координатах) окраины Сибирского палеоконтинента, которую представляют структуры ЦАСП. Это своеобразие определяется постоянным проявлением магматической активности внутриплитного типа на фоне доминирующих обстановок (аккреционной, коллизионной, островодужной или активной окраины). Как

представляется, эти проявления внутриплитной активности были обусловлены прохождением Сибирского палеоконтинента через область развития многочисленных горячих точек мантии (или над горячим полем мантии – суперплюмом), которые воздействовали на литосферу независимо от характера процессов, протекавших на уровне межлитосферного взаимодействия.

А.С. Яценко¹, Р.И. Яценко

Экзо- и эндогенная трещиноватость надводного льда на сейсмически активной территории в приустьевой части р. Брянки-Удинской (Байкальский рифт)

С зимы 1992–93 гг. приступили мы к многосезонным исследованиям надводного льда на сейсмически активной территории низовья р. Брянки-Удинской, чтобы на новом фактическом материале и в преломлении к другим природным процессам обсудить основополагающие проблемы, имеющие принципиальное значение для засушливого Забайкалья южнее и юго-восточнее приозерных хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы. Работы выполнены в 45 км восточнее г. Улан-Удэ между остановками электропоездов 5685 км и Сад-Локомотив (5688 км). Здесь в приустьевой части реки (в среднем, 9 км до впадения этого левобережного притока в р. Уду) отмечаются многочисленные речные меандры с отшнурованными озерами-старицами. Многочисленность меандр и стариц позволяет провести исследования надводного льда по 3-километровому интервалу поймы до 0.6–0.8 км вкрест нее.

К работе приступали при толщине льда ≥ 5 см и оканчивали выход на лед, когда большая часть его поверхности перекрывалась весенней талой водой, и дальнейшее нахождение на льду становилось небезопасным. В начале исследовательских сезонов преимущественно изучался лед стариц, а на р. Брянке работы ограничивались только микрозаливчиками, «вдвигающимися» в берега реки до 2–3 м.

На протяжении всех 17 исследовательских сезонов приоритетную роль играли экзогенные трещины. При толщине льда до 3–5 см преобладали морозобойные трещины, ориентированные либо поперечно к вытянутости конкретных интервалов реки и озер-стариц, либо согласно или почти согласно с их вытянутостью. Большая толщина льда и усиление морозов

¹ Геологический институт (ГИН) СО РАН, Улан-Удэ, Россия

способствовали формированию трещин различной ориентировки. Наиболее крупные трещины шириной до 3–5 см в январе–марте прослеживались до 150 м по удлинению отдельных участков реки и озер-стариц.

К концу зимних сезонов (март–апрель) экзогенная трещиноватость всегда значительна на надводном льду реки и озер-стариц. Наиболее интенсивно она проявлена в пространственной связи с крупнообъемными гидролакколитами, где наряду с повышено распространенными криволинейными трещинами различной ориентировки часто отмечались также радиальные и концентрические. Ежегодное непостоянство пространственной локализации крупнообъемных гидролакколитов с размерами по горизонтальным сечениям до нескольких десятков метров, а по вертикальному до 1.0–1.5 м отразилось и на локализации разнонаправленной мелкой экзогенной трещиноватости льда, которая гораздо более интенсивна вблизи этих гидролакколитов (на удалении до нескольких десятков метров), чем на остальных участках сезонного льда.

На фоне широко распространенной мелкой экзогенной трещиноватости льда возможность выявления аналогичных по размерам трещин, но обусловленных эндогенным (сейсмогенным) фактором, представляется, на первый взгляд, трудно осуществимой задачей. Однако многолетние исследования, проведенные на эталонном повышено сейсмичном объекте поймы долины в приустьевой части р. Брянки (Байкальский рифт), убеждают нас в обратном.

Установлено, что однозначно эндогенная трещиноватость всегда проявлена на сезонном надводном льду в длительно развивающихся новейших («живых») разрывных зонах шириной порядка 10–100 м. Эти зоны периодически возобновлялись как несколько раз в одном зимнем сезоне, так и ежегодно на одних и тех же участках водотока и водоемов (озер-стариц) после очередного замерзания надледной воды в связи с оттепелями, зимним водоизлиянием от выдавливания напорной грунтовой воды вследствие углубления промерзания вдольбереговых рыхлых отложений, а также от водоизлияния в связи с растрескиванием, реже взрыванием гидролакколитов. Пространственная совместимость рассматриваемых зон с крупнообъемными гидролакколитами, естественно, отмечалась, но, в целом была случайным и не ежегодным событием.

В контуре избранного объекта исследований преимущественное простирание новейших разрывных зон близширотное (270–300°), северо-западное (315–340°) и северо-восточное (30–65°). Отдельные эндогенные трещины в надводном льду рассматриваемых зон протяженностью до 40–50 м, шириной до 0.3–1.5 см иногда рвут и смещают морозобойные соизмеримой и большей ширины (до 3 см). Интервал смещения от нескольких миллиметров до 1.5 см. В подавляющем же большинстве слу-

чаев «внезапно появляющиеся» эндогенные трещины только деформируют (дополнительно резко изгибают) более ранние и плавно изгибающиеся экзогенные морозобойные без разрыва их сплошности. Сравнительно крупные эндогенные (сейсмогенные) трещины в отдельные сезоны сопровождаются опережающей мелкой сближенной субпараллельной трещиноватостью (*die Kluftchar*), которая причленяется к прижатым (притертым) интервалам первых. От сравнительно крупных трещин мелкая сближенная субпараллельная трещиноватость отходит от нескольких сантиметров до 1–3 м.

Характерная пространственная позиция блоков льда по соприкасающимся эндогенным (сейсмогенным) криволинейным трещинам на избранном объекте поймы долины р. Брянки свидетельствует о преимущественно сдвиговых смещениях. Пока мы не можем однозначно объяснить гораздо большую распространенность мелкой сближенной субпараллельной трещиноватости на надводном льду низовья р. Брянки-Удинской и близлежащих озер-стариц в средние по засушливости сезоны 1992–93 – 2001–02 гг. относительно интенсивно засушливых с 2002–03 гг. до настоящего времени (соответственно, до 7–10 и более против 0–3 регистраций). По рассматриваемому водотоку на объекте исследований высотный интервал от зеркала позднеосеннего перволедея до поверхности периодически заливаемой высокой поймы в первые 10 лет колебался в пределах 0.8–1.4 м, а в последние семь сезонов возрос и составил 1.60–1.75 м.

Не исключаем, что меньшая распространенность либо не встречаемость мелкой сближенной субпараллельной трещиноватости на надводном льду р. Брянки и озер-стариц, начиная с сезона 2002–03 гг., в какой-то мере коррелируются с повышенной засушливостью территории южнее и юго-восточнее приозерных хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы в последние годы. В этом случае устойчивое снижение динамической многолетней и круглогодичной водно-снеговой нагрузки на верхнюю оболочку земной горы в бассейне р. Брянки и сопредельном засушливом регионе, возможно, обусловило незначительность подвижек противостоящих блоков по большинству эндогенных (сейсмогенных) трещин льда (смещения едва различимы) в юго-восточной части Байкальского рифта. Естественно, и опережающая мелкая сближенная субпараллельная трещиноватость стала встречаться гораздо реже либо совсем не устанавливаться. Остается только ждать новые менее засушливые сезоны, аналогичные 10 первым (от сезона 1992–93 гг. по сезон 2001–02 гг.), чтобы убедиться в правильности предположения. Рассматриваемое предположение не столь уж неожиданно, если исходить из реалий повышения сейсмичности многих регионов после заполнения водой на сейсмически

активных территориях крупных глубоководных водохранилищ, подпираемых плотинами гидроэлектростанций.

Цикличность водной нагрузки на верхнюю оболочку земной коры по всему бассейну р. Селенги (в том числе и р. Уды) изучалась целенаправленно А.Б.Иметхеновым. Обобщение первоисточников информации за более чем 100-летний временной интервал позволило ему отметить следующее как главное.

1. Уровень летней воды по речной сети колеблется в той или иной мере от сезона к сезону, а наиболее мощные (катастрофические почти по всей территории Бурятии) наводнения проявились в 40-летний цикл (наводнения 1932 г. и 1971, 1973 гг.). Следующий сильный разлив рек можно ожидать в 2011–12 гг., причем таким наводнениям предшествуют засушливые годы.

2. Катастрофические наводнения обусловлены выходами южных циклонов, формированием и развитием фронтальных систем над территорией Байкальского региона.

3. Учитывая труднопредсказуемые негативные последствия возможных катастрофических наводнений, исследователь рекомендует в качестве первоочередного продолжить сооружение дамб в низкой части г. Улан-Удэ и других населенных пунктов, а на склонах долин речной сети всего региона прекратить сплошные вырубki леса.

Мы соглашаемся с изложенными доводами. Считаем, что после ожидаемых для региона летних наводнений резко повысится уровень зеркала устойчивого позднеосеннего льда на р. Брянке и озерах-старицах. Скорее всего, снова усилятся и мелкие подвижки блоков надводного льда по эндогенным (сейсмогенным) трещинам, что будет способствовать частому формированию опережающей мелкой сближенной субпараллельной трещиноватости. Относительно возрастания количества и интенсивности землетрясений с эпицентрами в бассейне р. Брянки и на сопредельной территории ничего определенного пока сказать не можем. Наш первоочередной долг как исследователей природных процессов на удобном для долговременного изучения объекте в пределах Байкальского рифта мы видим, прежде всего, в тщательном документировании особенностей надводного льда на реке и старицах непосредственно до и после ожидаемых аномальных летних наводнений. В дальнейшем эти наблюдения попытаемся возможно детальнее изложить в публикациях по рассматриваемому и сопредельным регионам, причем в преломлении к другим исследованиям Наук о Земле.

Содержание

<i>Лутков В.С., Негматуллаев С.Х., Бабаев А.М.</i> Вероятный механизм формирования сверхмощной коры и генезис мантийных землетрясений Памира.....	3
<i>Мазарович А.О., Соловьев А.В., Моисеев А.В., Ольшанецкий Д.М., Хисамутдинова А.И.</i> Деформации третичных комплексов Точилинского разреза (Западная Камчатка).....	6
<i>Макаров В.И., Щелочков Г.Г., Рыбин А.К., Павленкин А.Д., Рослов Ю.В., Мунирова Л.М., Алексеев Д.В., Леонов М.Г., Roesker S.W.</i> Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и их глубинная структура по данным сейсмических исследований вдоль профиля MANAS (Кашгар – Сонкуль).....	11
<i>Макеев В.М., Пустовалов Н.А.</i> Неотектоника Среднего Урала.....	16
<i>Мальшев Н.А., Никишин А.М., Драчев С.С.</i> Тектоническая история осадочных бассейнов российских арктических шельфов и сопредельной суши.....	19
<i>Мальшев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А., Баринова Е.М., Ихсанов Б.И.</i> Тектоника осадочных бассейнов российского шельфа Чукотского моря.....	23
<i>Манилов Ю.Ф.</i> Особенности тектоники Среднеамурского осадочного бассейна.....	29
<i>Маринин А.В., Конаевич Л.Ф.</i> К вопросу о структуре северного крыла складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа.....	33
<i>Маринова Ю.Г.</i> Новые данные о структуре осадочного чехла Восточно-Индийского хребта.....	37
<i>Матушкин Н.Ю., Верниковский В.А.</i> Формирование и эволюция Татарско-Ишимбинской и Приенисейской сутурных зон в аккреционно-коллизонной структуре Енисейского кряжа.....	39
<i>Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т.</i> Геодинамическая эволюция Филиппинского моря.....	44
<i>Месхи А.М.</i> Геодинамика – ведущий фактор развития тектономагматических и металлогенических процессов в подвижных поясах.....	48
<i>Метелкин Д.В., Верниковский В.А.</i> Сдвиговая тектоника в истории Сибирской континентальной плиты и связь с процессами роста и деформации коры Центральной Азии по палеомагнитным данным..	51
<i>Мишкин М.А., Вовна Г.М.</i> Природа земной коры Арктического бассейна.....	55

<i>Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я.</i> Геохимическая характеристика вулканических образований Отроженской пластины, Усть-Бельские горы.....	59
<i>Муравьев В.В., Никишин А.Н.</i> Гексагональная системность структуры Тихоокеанского талассократона.....	65
<i>Мустафаев Г.В.</i> Дайковые комплексы мезозойской островной дуги Малого Кавказа и несущая ими информация о геодинамических обстановках формирования.....	69
<i>Мясников О.В.</i> Синергетика территории холмов Тала (Рейнерская область).....	72
<i>Нагорный М.А.</i> Строение и условия образования Оршанской впадины.....	76
<i>Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.</i> О псевдоскладчатом контроле аплитовых даек в палеозойских интрузивах юга Приморья.....	81
<i>Некрасов Г.Е.</i> Новая геодинамическая модель Анадырского региона Корякско-Камчатской складчатой области.....	85
<i>Нечухин В.М., Душин В.А.</i> Плитотектонические геодинамические системы и тектоногеодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии.....	89
<i>Никонов А.И.</i> Роль рифтогенеза в формировании локальных нефтегазоносных платформенных поднятий.....	94
<i>Никонов А.А.</i> Основные черты новейшей тектоники и геодинамики переходной полосы от Фенноскандинавского щита к Русской плите.....	97
<i>Павлидес С., Сборас С., Валканиотис С., Капуто Р., Чатзипетрос А.</i> Сейсмогенерирующие разломы Эгейского региона.....	101
<i>Павлов В.Э., Крупенин М.Т., Кузнецов Н.Б.</i> Новые палеомагнитные данные по катавской свите: к вопросу о блоковом строении Башкирского поднятия.....	101
<i>Паланджян С.А.</i> Геодинамические обстановки формирования лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов трёх разновозрастных офиолитовых ассоциаций (Анадырско-Корякский регион).....	107
<i>Парфенюк О.И.</i> Особенности полей скоростей и напряжений в областях глубинных надвигов при коллизии (численное моделирование).....	112
<i>Патрикеев В.Н.</i> Пространственно-временное деформирование Северо-Западной котловины Тихого океана.....	117
<i>Пашкевич И.К., Богданова С.В., Гинтов О.Б., Нильсон М.</i> Дайковые рои северо-западной части Украинского щита.....	120

<i>Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Марченко А.В.</i> Методика и первые результаты комплексного геолого-геофизического изучения узлов пересечения крупных роев мафических даек (северо-западная часть Украинского щита).....	124
<i>Петрищевский А.М.</i> Глубинная структура окраинно-материковых складчато-надвиговых систем (Камчатка, Сихотэ-Алинь).....	127
<i>Петрищевский А.М.</i> Буферные окраинно-морские плиты Северо-Восточной Азии.....	131
<i>Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П.</i> Новые данные о возрасте офиолитов восточного склона Среднего Урала.....	135
<i>Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В.</i> Особенности формирования позднепалеозойского орогена на Среднем Урале.....	139
<i>Петров О.В., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Лайба А.А., Шокальский С.П., Гусев Е.А., Розанов М.И., Сергеев С.А., Соболев Н.Н., Корень Т.Н., Сколотнев С.Г., Дымов В.А.</i> Первая находка архейских гранитов на дне Северного Ледовитого океана....	143
<i>Пийп В.Б., Заможняя Н.Г., Сулейманов А.К.</i> Глубинное строение и тектоника Анадырского нефтегазоносного бассейна по сейсмическим данным.....	148
<i>Погорелов В.В., Баранов А.А.</i> Оценка гравитационных напряжений в земной коре Антарктиды.....	151
<i>Подурушин В.Ф.</i> О некоторых свойствах тектонических волн верхней части осадочного чехла.....	154
<i>Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю.</i> Стрейн-анализ при оценке деформаций кливажированных пород.....	156
<i>Попков В.И.</i> Тектоника и перспективы нефтегазоносности Азовского моря.....	160
<i>Попков В.И.</i> Коллизионные структуры зоны сочленения Восточно-Черноморской плиты и Кавказа.....	165
<i>Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В.</i> Структуры квазипластических деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива (Гоби, Южная Монголия).....	169
<i>Прокопьев А.В., Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Травин А.В., Торо Х., Третьяков Ф.Ф., Зайцев А.И., Бахарев А.Г., Трунилина В.А., Васильев Д.А., Роев С.П.</i> Дайки и плутоны поперечных магматических поясов Верхоянского складчато-надвигового пояса: новые геохронологические данные и их геодинамическая интерпретация.....	174
<i>Проскурнин В.Ф., Падерин П.Г.</i> Центральнo-Таймырский геораздел...	178
<i>Пучков В.Н.</i> Дайковые рои и ассоциирующие с ними магматические комплексы на Урале.....	182

<i>Разницын Ю.Н., Баркин Ю.В.</i> Субмеридиональное сжатие океанской литосферы как результат северного дрейфа ядра Земли.....	186
<i>Рассказов С.В., Чувашова И.С., Брандт С.Б.</i> Роль высоко- и умеренно калиевого континентального магматизма в кайнозойских процессах конвергенции и рифтогенеза.....	190
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Роль гравитационного напряженного состояния в генезисе трещиноватости осадочных пород.....	193
<i>Рихтер Я.А.</i> К вопросу о глубинном строении и природе кряжа Карпинского.....	198
<i>Рогожин Е.А., Горбатиков А.В.</i> Поверхностное и глубинное строение Теплостанского грабена Московского авлакогена в юго-западной части Москвы.....	202
<i>Родкин М.В.</i> Отражение изменчивости флюидного режима с глубиной в характере сейсмичности.....	206
<i>Родкин М.В., Граева Е.М., Шатахьян А.Р.</i> Модели процессов рудо- и нефтегенеза, обеспечивающие реализацию эмпирических законов распределения величин запасов месторождений и концентраций...210	
<i>Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П.</i> Роль глубинных процессов в формировании осадочных бассейнов окраинных морей западной части Тихого океана.....	213
<i>Розен О.М.</i> Сибирский суперплюм – 1 млрд лет мантийного магматизма на платформе.....	218
<i>Романько А.Е. Степанов С.С., Табатабаи С.М.</i> О тектономагматической и металлогенической зональности запада Белуджистана – юга Таджикистана в позднем мелу–кайнозое.....	221
<i>Романько А.Е.</i> К петрогеохимической и минерагенической специфике разнотипных сейсмофокальных зон фанерозоя и их предполагаемых разновозрастных аналогов.....	223
<i>Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е.</i> Палеогеодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система, Забайкалье).....	224
<i>Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е.</i> Комплексы раннепалеозойского внутриконтинентального рифта в Ерементау-Бурунтауской зоне казахстанских палеозоид.....	228
<i>Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Соболев А.В.</i> Каналы транспортировки расплавов сквозь мантию в разных геодинамических обстановках.....	234
<i>Сборщиков И.М., Левченко О.В., Иваненко А.Н., Маринова Ю.Г.</i> Тектоника хребта Девяностого градуса (Индийский океан).....	238
<i>Свешников К.И.</i> Мезозойские диоритпорфирит-гранитпорфиритовые дайковые пояса Восточного Забайкалья.....	240

<i>Селезенева Н.Н.</i> Зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала: проблема стратиграфии додевонских отложений.....	244
<i>Сим Л.А., Брянцева Г.В.</i> Новейший орогенез Пай-Хоя.....	246
<i>Симонов Д.А., Захаров В.С., Гайдаленок О.В., Маловичко Е.А.</i> Применение методики расчета дискретных движений блоков земной коры активных областей по данным GPS на примере Южной Калифорнии.....	250
<i>Сироткин А.Н.</i> Архипелаг Шпицберген: геодинамика ранне-среднепалеозойского этапа развития основания Баренцево-морской плиты.....	254
<i>Склярков Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е.</i> Карбоналиты – продукты плавления метасадочных пород в коллизионных обстановках: характер проявления и тектонические следствия.....	261
<i>Сколотнев С.Г.</i> Абсолютный возраст цирконов из магматических пород и история спрединга отдельных сегментов Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике.....	265
<i>Скринник Л.И.</i> Юго-Восточный Казахстан как часть Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса.....	269
<i>Славинский В.В.</i> Конвекция в верхней мантии и её геодинамические следствия.....	274
<i>Смирнов В.Н.</i> Главные элементы морфоструктуры Охотско-Чукотской области горообразования.....	278
<i>Снежко В.В., Снежко В.А., Круткина О.Н.</i> Тектонические элементы современного этапа развития Северного Кавказа, Восточно-Предкавказская кольцевая структура.....	281
<i>Соин Д.А.</i> Геотермическая характеристика осадочного чехла Ямальской НГО, ее корреляция с поверхностью фундамента.....	286
<i>Соколов С.Д.</i> Верхнеюрско-нижнемеловые надсубдукционные комплексы Северо-Востока Азии и палеотектонические реконструкции конвергентной границы Северо-Западной Пацифики и Азиатского континента.....	289
<i>Соколов С.Ю.</i> Структура мантии по данным томографии на трансатлантическом субширотном профиле, пересекающем САХ на широте разлома Кейн.....	293
<i>Соколова Н.В.</i> Роль Тихого океана в геодинамических перестройках.....	296
<i>Соловьев В.А., Соловьева Л.П.</i> Краевые прогибы платформ и тектоническая природа глубинных желобов.....	302
<i>Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю.</i> Тектонические структуры центральной части Верхнеиндигирского района по геофизическим данным (Восточная Якутия).....	306

<i>Сомин М.Л.</i> Природа регионального метаморфизма в подвижных поясах фанерозоя: сравнительно-тектонический анализ.....	308
<i>Степашко А.А.</i> Динамика и структуры растяжения Тихоокеанской литосферы в середине – конце мела, 120–65 млн лет назад.....	312
<i>Столбов Н.М.</i> Линейно-упорядоченный магматизм архипелага Земля Франца-Иосифа.....	317
<i>Сыстра Ю.Й.</i> Тектоника зоны сочленения Русской плиты и Фенноскандинавского щита.....	321
<i>Сычев С.Н., Куликова К.В.</i> Коллизионная эволюция Пальникшорского террейна (Полярный Урал).....	326
<i>Сычев С.Н., Куликова К.В.</i> Структурно-тектоническая позиция массива Хордьюс (Полярный Урал).....	330
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> О фрактально-волновой структуре горных массивов.....	334
<i>Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Пикулик Е.А., Правикова Н.В.</i> Уйско-Новооренбургская шовная зона Южного Урала (структура границы палеоостровной дуги и микроконтинента).....	337
<i>Тевелев Ал.В., Фурина М.А.</i> Кинематика раннемезозойских сдвиговых зон Южного Урала.....	341
<i>Тевелев Арк.В., Федоровский В.С., Коварская В.Е.</i> Гляциотектонические валунноглыбовые покровы Приольхонья.....	346
<i>Тевелев Арк.В.</i> Тектонические обстановки формирования новейшей структуры и рельефа Южного Урала.....	350
<i>Терехов Е.Н., Балувев А.С., Пржиялговский Е.С.</i> Структурное положение и форма даек – как источник информации об их генезисе (на примере разновозрастных даек Кольского полуострова).....	354
<i>Толстобров Д.С., Колька В.В.</i> Геологические признаки и причины миграции береговой линии Кандалакшского залива Белого моря в районе посёлка Энгозеро (Северная Карелия).....	358
<i>Томишин М.Д., Округин А.В.</i> Проявления высокотитанистых долеритов в дайковых поясах базитов Северо-Азиатского кратона как индикатор связи с кимберлитообразованием.....	361
<i>Травин В.В., Козлова Н.Е.</i> Особенности структуры и условия образования раннепротерозойских даек базитов (данные изучения даек центральной части Беломорского подвижного пояса).....	366
<i>Трегуб А.И., Орлов Р.А.</i> Сейсмические шумы и неотектоника юго-востока Воронежской антеклизы.....	368
<i>Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М.</i> Горообразование в новейшей геодинамике Альпийско-Гималайского пояса.....	371
<i>Трубицин В.П.</i> Численные модели прошлой и будущей эволюции Мирового океана.....	375

<i>Турикешев Г.Т-Г., Давлетов М.И.</i> Современные вертикальные тектонические движения на территории Южного Предуралья и влияние их на отдельные элементы ландшафта.....	377
<i>Тучкова М.И., Прокопьев А.В.</i> Триасовые отложения пассивных окраин Сибири и Чукотки: структура, состав, источники сноса, обстановки осадконакопления.....	381
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Морфотектоника Перуанских Анд.....	384
<i>Федоровский В.С., Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Лавренчук А.В.</i> Тектоническая позиция скарнов Тажеранского массива сиенитов (коллизонная система каледонид Западного Прибайкалья).....	386
<i>Филатова Н.И.</i> Верхояно-Чукотский среднемиловый орогенный пояс: особенности строения и геодинамические обстановки формирования.....	389
<i>Филинский Л.М.</i> Тянь-Шаньский подвижной пояс и буферная Казахская «складчатая» страна: тектоника и геодинамика.....	394
<i>Фишман И.Л.</i> Современные геодинамические структуры Арало-Каспийского региона (тектонические проблемы крупнейшей внутриконтинентальной котловины мира).....	399
<i>Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А.</i> Верхнемантийные скоростные структуры мантии под Восточно-Европейской платформой.....	403
<i>Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г.</i> Позднемиловые островодужные комплексы в составе аккреционной призмы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка).....	406
<i>Чайковский И.И., Зайцева Е.П.</i> О взаимоотношении соляной и гипсовой тектоники в Соликамской впадине.....	410
<i>Чернышов Н.М., Чернышова М.Н., Альбеков А.Ю.</i> Дайковые комплексы ультрамафит-мафитовых формаций различных геодинамических режимов развития Воронежского кристаллического массива.....	412
<i>Чехов А.Д.</i> Окраинно-морская литосфера – ведущее звено главной геотектонической (геодинамической) триады Земли.....	416
<i>Чехович В.Д.</i> Корреляция событий конца мела и раннего палеогена Камчатско-Корякского и Аляскинско-Алеутского сегментов Тихоокеанского пояса.....	418
<i>Чиков Б.М., Зиновьев С.В.</i> Геомеханика сейсмоочаговых систем как модель формирования региональных деформационно-метаморфических структур земной коры.....	424
<i>Чувашев Б.И.</i> Геологическая история зоны сочленения востока Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Урало-Западносибирского подвижного пояса (УЗСПП).....	428

<i>Чувашова И.С.</i> Эволюция четвертичного калиевого магматизма провинции Хейлонгджанг (Северо-Восточный Китай): роль источников литосферы и астеносферы.....	433
<i>Шевченко Б.Ф.</i> Глубинное строение и геодинамика внешних и внутренних границ Амурской тектонической плиты.....	438
<i>Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Прилепин М.Т., Сим Л.А.</i> Плейттектоническая или автономная геодинамика подвижных поясов ? (Средиземноморье и Урал).....	442
<i>Шевырёв Л.Т., Савко А.Д.</i> Единый гомологический ряд тектонических структур Восточно-Европейской платформы («ряд подвижности») – в связи с глубинным строением.....	446
<i>Шемпелев А.Г., Фельдман И.С., Белявский В.В., Кухмазов С.У.</i> Результаты глубинных геофизических исследований восточной части Терско-Кумской депрессии.....	450
<i>Шеремет О.Г.</i> Тектоника и нефтегазоносность осадочных бассейнов на основе метода совместного анализа гравимагнитных полей.....	456
<i>Шерман С.И.</i> Большеамплитудные надвиги и шарьяжи в литосфере: тектонофизические условия формирования.....	460
<i>Шипилов Э.В., Карякин Ю.В.</i> Мезозойский базальтоидный магматизм Западного Шпицбергена и его геодинамическая пророда.....	464
<i>Эрнст Р., Пучков В.Н.</i> О состоянии работы над «Картой дайковых роев и ассоциирующих с ними формаций России и смежных регионов».....	471
<i>Юркова Р.М., Воронин Б.И.</i> Комплекс параллельных даек предостроводужных офиолитов.....	472
<i>Яковлев Ф.Л.</i> Сравнение методологических подходов к решению проблемы строения зон линейной складчатости внутренних частей подвижных поясов (на примере Большого Кавказа).....	476
<i>Яковлев Ф.Л., Юнга С.Л.</i> О расширении представлений о механизмах горообразования на примере исследований структур Памирского синтаксиса и Большого Кавказа.....	481
<i>Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.И., Терентьева Л.Б.</i> Дайковые пояса в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): геологическое положение и геодинамические приложения.....	485
<i>Яценко А.С., Яценко Р.И.</i> Экзо- и эндогенная трещиноватость надводного льда на сейсмически активной территории в приустьевой части р. Брянки-Удинской (Байкальский рифт).....	489