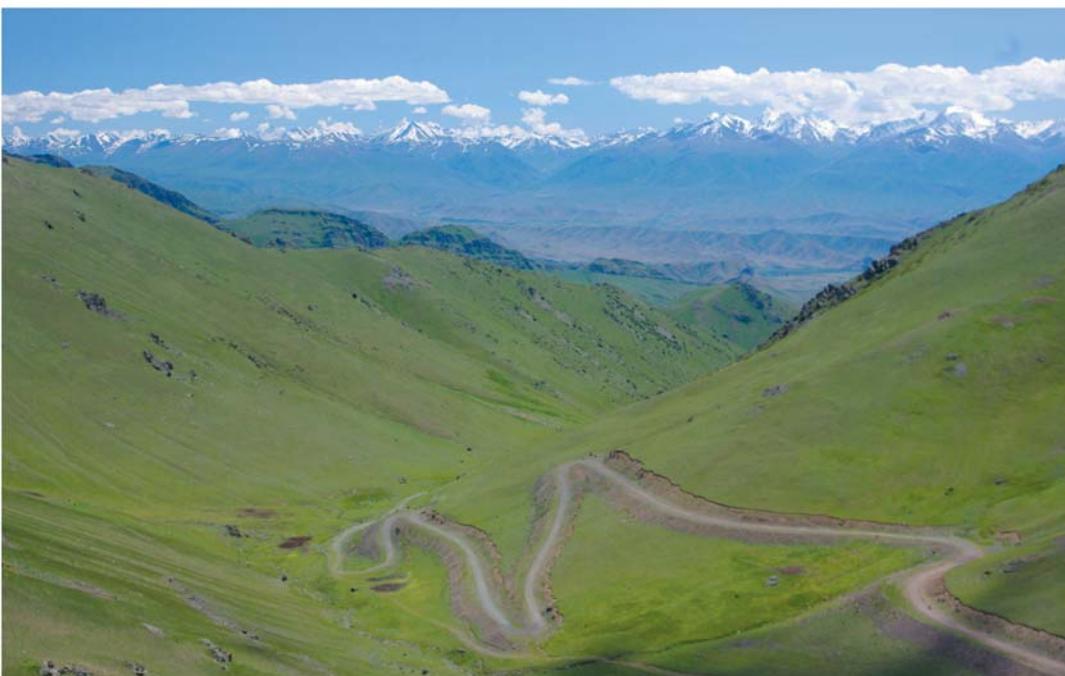




РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ
ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ
МОСКВА
2013

**Геологическая история,
возможные механизмы
и проблемы формирования
впадин с субокеанической
и аномально тонкой корой
в провинциях
с континентальной
литосферой**



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ,
ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ
И ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ
ВПАДИН С СУБОКЕАНИЧЕСКОЙ
И АНОМАЛЬНО ТОНКОЙ КОРОЙ
В ПРОВИНЦИЯХ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
ЛИТОСФЕРОЙ**

**Материалы
45 (XLV) Тектонического совещания**

Москва
ГЕОС
2013

ББК 26.323

Т 67

УДК 549.903.55(1)

Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Материалы XLV Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2013 – 284 с.

ISBN 978-5-89118-606-4

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований,
грант № 13-05-06003



Ответственный редактор
Н.Б. Кузнецов

На 1-й стр. обложки: Северный Тянь-Шань, дорога на перевал Чунгур. На заднем плане хребет Таласский Алатау. Фото Т.Ю.Толмачевой, 2009 г.

© ГИН РАН, 2013

© ГЕОС, 2013

Граница раздела Мохоровичича в структурах Припятско-Донецкого авлакогена

Ранее предполагалось, что первоначальный раскол земной коры в зоне рифтогенеза по трассе трансконтинентального правостороннего сдвига вдоль Припятско-Донецкого авлакогена (ПДА) (западной части Сарматско-Туранского линеамента) сопровождался подъемом астено-сферы с образованием цепочки мантийных астенолитов под всеми звеньями этой протяженной рифтовой системы. Однако последние данные интерпретации сейсмических материалов по проектам EUROBRI-DGE и GEORIFT в рамках программы EUROPLOBE [9] и переинтерпретация материалов ГСЗ прошлых лет по новым методикам обработки отражают более сложную картину [1–5]. Скоростные модели по профилям ЕвроБридж'97 через Припятский прогиб [1, 3], а также через Днепровский грабен, Донецкий складчатый бассейн (профиль DOBRE) [5] и вал (кряж) Карпинского [6] и соответствующие им плотностные модели [2] и их корреляция показывают следующее.

Максимальная глубина осадочно-породных бассейнов (кровля консолидированной коры), соответствующая каждому из названных сегментов, увеличивается с северо-запада на юго-восток от 5–6 км (Припятский грабен) до, примерно, 20 км (Донбасс, вал Карпинского).

На всем протяжении авлакогена только в Днепровском звене отмечается классическая ситуация с выступом поверхности М на глубине 38 км [4] амплитудой в несколько километров по отношению к переходным зонам от грабена к Украинскому щиту и Воронежскому массиву (с глубинами соответственно до 40–44 и 50–55 км). Над Днепровским грабеном в консолидированной коре во всех ее слоях под осевой частью бассейна выявлено высокоскоростное субвертикальное тело в форме штока шириной 45 км, которое связывается с процессами преобразования коры в ходе рифтогенеза.

В Припятском прогибе граница М залегает субгоризонтально на глубине около 46 км. Под Донбасским сегментом (профиль Ногайск – Сватово в переинтерпретации сейсмических материалов Т.В. Ильченко [4] и профиль DOBRE [5] граница М также близка к горизонтальной и залегает на глубине примерно 40 км. Под кряжем Карпинского (скоростная модель в интерпретации Е.П. Барановой и Н.И. Павленковой [6] поверхность М резко погружается до глубины 48–50 км по сравнению с глубиной около 40 км под Скифской плитой. Таким образом, подтверждаются представления [7], что такой признак палеорифтов как утоне-

¹ Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

ние или утолщение коры не является типичным и проявляется далеко не всегда. Это наглядно иллюстрируется приведенными данными о конфигурации и глубине залегания границы М под отдельными звеньями рифтовой системы Сарматско-Туранского линеамента.

Данные интерпретации сейсмических материалов по глубинному строению Припятского прогиба [8], а также обобщенная скоростная модель земной коры и верхней мантии по профилю DOBRE через Донбасс [5], указывают на признаки синрифтовых внутри- и возможно, сквозькоровых срывов растяжения в этих двух сегментах авлакогена. В частности, под Донбассом на названном профиле в нижней части консолидированной коры отмечается наличие высокоскоростного тела ($V_p = 6,8\text{--}7,2$ км/с) мощностью до 15–20 км, сформированного внедрением мантийного вещества в активную фазу рифтогенеза. Его асимметричная форма с более крутым северным ограничением вместе с асимметрией самого осадочного бассейна указывает на структуру простого сдвига внутри коры. По мнению авторов модели земной коры по профилю DOBRE [5], поверхность синрифтового срыва растяжения имела форму листрического разлома, который погружался от южного борта грабена на север до глубины максимального подъема кровли высокоскоростного тела, смещенного под северную бортовую зону. На стадии инверсии и формирования складчатого Донбасса вектор напряжения сжатия был направлен с юга на север, но уже по другому транскоровому разлому, выходящему на поверхность в зоне северного борта структуры [9].

Таким образом, в Донецком сегменте авлакогена, также как и в Припятском прогибе, наблюдаются признаки преимущественно одностороннего синрифтового растяжения консолидированной земной коры по поверхностям срыва на разных ее уровнях, а также субгоризонтальное залегание поверхности Мохо под названными структурами. При этом, Припятский и Донецкий сегменты разделены Днепровским звеном, развивавшимся по классической «активной» модели рифтогенеза с подъемом мантийного астенолита и утонением коры.

С.В. Богдановой [1] со ссылкой на профили EUROBRIGE, отмечено, что в целом структура коры Сарматии характеризуется сильной тектонической расслоенностью с многочисленными пологими рефлекторами (отражателями), указывающими на субгоризонтальные поверхности срывов и тектонический характер скоростных границ. В верхней мантии до глубин 60–80 км также установлены ярко выраженные отражающие границы – как пологие, так и наклонные рефлекторы, которые свидетельствуют о ее неоднородности по составу и возрасту.

Значительное влияние на герцинское развитие земной коры западной части Сарматско-Туранского линеамента имели, по-видимому, позднепротерозойские геологические события. Как уже отмечалось многими исследователями, часть девонских рифтов образовалась уна-

ледованно на месте позднепротерозойских рифтов. Так, центральная и юго-восточная части Днепровского прогиба, скорее всего, унаследовали положение субширотного рифейско-вендинского (?) палеорифта. Припятское звено Припятско-Донецкого авлакогена простирается параллельно, на некотором удалении к северу, от широтно ориентированной Овручской грабен-синклинали, выполненной верхнепротерозойскими породами. Однако территориально процессы рифтогенеза здесь были наложены на субмеридиональный рифейско-ранневендской Волыно-Оршанский палеопрогиб, среднедевонскую окраину склона Московской синеклизы, или непосредственно на архейско-раннепротерозойской фундамент, который на протяжении 650–800 млн лет не подвергался скользко-нибудь значительной тектоно-термальной переработке. Вероятно, латеральные реологические неоднородности земной коры в ПДА, наряду с другими тектоническими и палеогеодинамическими факторами, предопределили различие между позднедевонскими структурами Припятского, Днепровского и Донецкого сегментов авлакогенов.

Общим фоном тектонического развития ПДА явилась постепенная миграция с востока на запад процессов внутренконтинентального рифтогенеза вдоль ремобилизованной на герцинском этапе древней трансконтинентальной зоны разломов. Толчком этому послужили региональные тектонические события у южной окраины Восточно-Европейского континента, связанные с раскрытием океана Палео-Тетис [10]. Сравнительный анализ эволюции отдельных звеньев ПДА показал, что эта тенденция привела к существенному различию в эволюции Припятского и Днепровского прогибов и Донбасса. Для Припятского звена причины этих различий, особенно на поздне- и пострифовой стадиях развития, на наш взгляд, во многом определены еще и влиянием синхронных окраинноплитных тектонических процессов, происходивших в обрамлении другой – юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы.

Литература

1. Богданова С.В. Тектоническая интерпретация строения коры по геолого-геофизическим данным // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2006. С. 279–288.
2. Егорова Т.П., Старostenко В.И. Гравитационное моделирование и плотностные модели. Проект Georift: глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкой впадины и вала Карпинского // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2006. С. 333–336.
3. Kozlovskaya E., Janik T., Yliniemi J., Karataew G., Grad M. Density–velocity relationship in the upper lithosphere obtained from P- and S-wave veloc-

ity models along the Eurobridge'97 seismic profile and gravity data // Acta geophysica Polonica, 2004. Vol. 52. N 4. C. 397–424.

4. Ильченко Т.В. Некоторые аспекты эволюции Днепровско-Донецкого палеорифта (по данным ГСЗ) // Геофизический журнал. 1997. Т. 19, № 3. С. 69–81.

5. The DOBREfraction'99 Working Group / Grad M., Grin D., Guterch A., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngcsie S.B., Omelchenko V., Starostenko V.L., Stephenson R.A., Stovba S.M., Thibo H., Tolkunov A. DOBREfraction'99 – velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine) // Tectonophysics. 2003. V. 371. P. 81–110.

6. Баранова Е.П., Павленкова Н.И. Структура нижней коры в районе вала Карпинского // Физика Земли. 2003. № 6. С. 76–84.

7. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // Тектоника. Материалы 27 Междунар. геол. конгресса. М., 1984. Т. 7. С. 78–109.

8. Айзберг Р.Е., Старчик Т.А. О глубинном синрифтовом срыве в Припятском прогибе // Докл. НАН Беларуси. 2004. Т. 48, № 5. С. 98–103.

9. Стобба С.Н., Толкунов А.П., Майстренко Ю.П., Стифенсон Р.А., Барер У., Гаевский Д., Раббель В., Старостенко В.И., Тибо Г. Глубинные исследования по профилю DOBRE // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPLOBE. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2006. С. 328–332.

10. Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–43.

Д.Р. Акманова, А.А. Долгая, А.В. Викулин¹

Миграция сейсмической и вулканической активности как волновые движения земной коры

Большинство землетрясений происходит на глубинах до 70 км – в пределах земной коры и ее подошвы. Авторами на протяжении ряда последних лет проводится исследование закономерностей распределения очагов коровых (с учетом ошибок определения глубин гипоцентров до 70 км) землетрясений в пространстве и времени. Для этих целей составлен электронный каталог, содержащий в едином формате данные о землетрясениях за последние 4.1 тыс. лет и извержениях вулканов за последние за 12 тыс. лет и проведен его первый анализ [1, 2]. Формат ка-

¹ Институт Вулканологии и Сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

талога позволяет единым образом изучать особенности распределений очагов землетрясений и извержений вулканов, которые исследовались в разных энергетических диапазонах для землетрясений – магнитуд $M \geq M_0$, и извержений вулканов – индекса эксплозивной активности $W \geq W_0$. Исследования проводились на примере трех наиболее геодинамически активных поясов планеты: окраины Тихого океана (ТО), Альпийско-Гималайского пояса (АГП) и Срединно-Атлантического хребта (САХ).

Авторами было показано:

1. Явление миграции очагов коровых землетрясений и извержений вулканов является статистически значимым. Для каждого исследуемого региона в пределах различных энергетических диапазонов ($6 \leq M_0 \leq 8.5$, $1 \leq W_0 \leq 6$) выявляется достаточно большое число миграционных цепочек. При этом скорости миграции очагов коровых землетрясений и извержений вулканов совпадают по порядку величин. Эти данные позволяют процесс миграции считать характерным свойством коровой сейсмической и вулканической активности Земли.

2. Полученные данные для каждого из рассмотренных и сейсмических, и вулканических поясов указали на существование вполне определенных изменений скоростей миграции, величины которых пропорциональны значениям M_0 и W_0 рассматриваемых совокупностей событий. Для каждого пояса методом наименьших квадратов определены зависимости между логарифмами скоростей миграции сейсмических и вулканических событий LgV и соответствующих величин M и W :

$$M_{TO} \approx (7.7 \pm 1.5)LgV; \quad M_{AGP} \approx (6.7 \pm 1.4)LgV; \quad M_{CAX} \approx (-5.1 \pm 0.5)LgV \\ W_{TO} \approx (-3.1 \pm 0.6)LgV; \quad W_{AGP} \approx (-3.9 \pm 1.0)LgV; \quad W_{CAX} \approx (-0.8 \pm 0.2)LgV$$

Выявленные зависимости между логарифмами скоростей миграции сейсмических и вулканических событий и их энергетическими характеристиками имеют разные по величине наклоны: сейсмические зависимости $M_{TO}(V)$ – для окраины Тихого океана, и $M_{AGP}(V)$ – для Альпийско-Гималайского пояса, имеют «положительные» наклоны, то есть с увеличением энергии скорость миграции увеличивается; сейсмическая зависимость $M_{CAX}(V)$ – для Срединно-Атлантического хребта и все вулканические зависимости $W_{TO, AGP, CAX}(V)$ для рассмотренных поясов имеют «отрицательные» наклоны, то есть с увеличением энергии скорость миграции уменьшается.

В соответствии с представлениями глобальной тектоники плит окраина Тихого океана и Альпийско-Гималайский пояс являются зонами преимущественно сжатия, в то время как Срединно-Атлантический пояс и вулканические пояса являются зонами преимущественно растяжения. Таким образом, наклоны зависимостей, определяющих взаимосвязь между скоростями миграции очагов землетрясений и извержений вулканов, оказались «чувствительными» к тектоническим обстановкам

в зонах. Такой результат позволяет волновые, по сути, сейсмический и вулканический миграционные процессы считать отражением единого волнового геодинамического процесса, протекающего в пределах земной коры и ее подошвы во всех активных зонах Земли [2].

3. Анализ очагов землетрясений, соответствующих отдельным максимумам на глубинах 0–20 км (граница Конрада?) и 20–50 км (подошва коры), показал наличие таких же сейсмических закономерностей M_{TO} , AGI , CAX (\mathcal{I}), что и для всей коры, в целом. Это позволяет миграцию очагов землетрясений считать характерным свойством земной коры *в целом*.

4. Анализ миграции землетрясений с очагами ниже земной коры показал, что в пределах Срединно-Атлантического хребта и Альпийско-Гималайского пояса миграционный процесс не выявляется, а в пределах окраины Тихого океана такой процесс выявляется только для отдельных островных дуг и континентальных окраин. Поэтому миграционный сейсмический и вулканический процессы являются неотъемлемым свойством именно земной коры.

Целенаправленное изучение миграции очагов землетрясений и извержений вулканов авторами настоящей работы стало возможным в результате формирования достаточно полной базы данных об извержениях вулканов, включающей большой объем соответствующей информации за продолжительный период времени. О существовании взаимосвязи между сейсмичностью и вулканализмом писали многие исследователи. Тем не менее, к последовательному статистически значимому изучению такой взаимосвязи можно было приступить только с созданием основополагающей базы данных. Выявленные к настоящему времени закономерности миграции очагов землетрясений и извержений вулканов на примере наиболее геодинамически активных поясов Земли (окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского и Срединно-Атлантического) как процесса волновой природы описаны в работах. Явление миграции землетрясений не вызывает сомнений. В 1970-х гг. работами Ш.А. Губермана, Е.В. Вильковича, В.И. Кейлис-Борока и других исследователей была предложена физически обоснованная гипотеза о волновой природе миграции сейсмичности. Ее доказательство для блоковой вращающейся среды – геосреды связано с разработкой ряда новых оригинальных физических и математических моделей и представляет, на наш взгляд, большой интерес и для геомеханики, и для динамики блоковых вращающихся сред.

Именно в рамках модели блоковой (вращающейся) геосреды оказывается возможным дать корректное с физической точки зрения описание волновых геодинамических движений [3].

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08-164, гранта РФФИ 12-07-3121.

Литература

1. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17. №3. С. 34–54.
2. *Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics.* 2012. V. 3. I. 1. P. 1–18.
3. *Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // New Concepts in Global Tectonics.* 2012. N 64. P. 94–110.

**Е.В. Артюшков¹, И.В. Беляев², Г.С. Казанин³,
С.П. Павлов³, П.А. Чехович^{1,4}, С.И. Шкарубо³**

Механизмы образования глубоких впадин с аномально тонкой корой на континентальной литосфере

Внутри континентов и на их пассивных окраинах существует ряд глубоких осадочных бассейнов. Примерами могут служить Восточно-Баренцевская, Северо-Чукотская, Прикаспийская и Южно-Каспийская впадины с мощностью осадков до 20 км. Близкие мощности были бы достигнуты и при заполнении осадками современных глубоководных впадин в Мексиканском заливе, в западной части Черного моря, в котловинах Макарова и Подводников в Арктическом секторе России, а также в ряде других областей. Консолидированная кора в таких впадинах утонена до 5–20 км, а скорости продольных волн в ней часто повышенны и близки к значениям, характерным для базальтового слоя. Поэтому ряд авторов считает, что сверхглубокие впадины подстилаются корой океанического типа [1, 2 и др.].

Погружение океанической коры, образовавшейся на оси спрединга, продолжается ~80 млн лет со скоростью, быстро уменьшающейся во времени. В глубоких впадинах, погружение часто продолжалось сотни миллионов лет с отложением основной части осадков после того, как

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

² ФГУНПП Севморгео, Санкт-Петербург, Россия

³ ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск, Россия

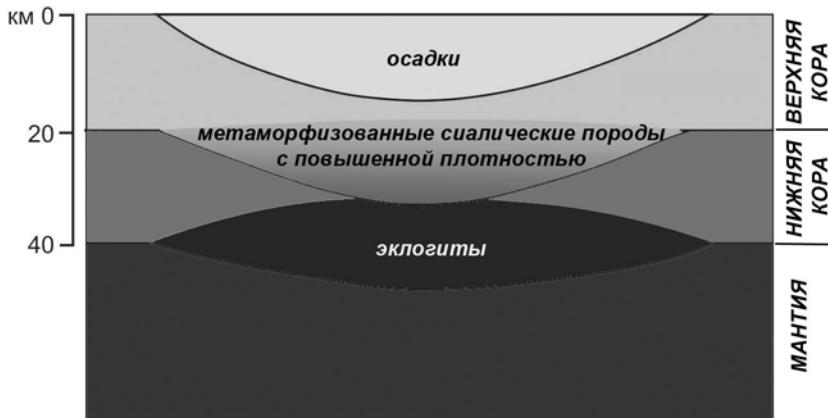
⁴ МГУ имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия

погружение океанической коры уже давно закончилось бы. Например, в Южно-Каспийской впадине глубиной около 20 км, существующей ~100 млн лет, до 10 км осадков накопились за последние 5 млн лет. Поднятие Менделеева располагалось вблизи уровня моря, по крайней мере, в течение 170 млн лет с позднего силура до ранней перми, что для океанической коры невозможно [3]. Резкое отличие кривых погружения в глубоких впадинах от кривых, характерных для океанической коры, показывает, что впадины формировались на коре континентального типа.

Утонение континентальной коры в глубоких прогибах в несколько раз часто объясняют ее растяжением – рифтогенезом [4 и др.] с расколом верхней части коры листрическими сбросами на крупные блоки с их километровыми смещениями вдоль сбросов [5]. В большинстве глубоких впадин столь значительные деформации отсутствуют. Так, в Восточно-Баренцевской впадине глубиной 20 км [6] сбросы в фундаменте обеспечивают растяжение коры на 10–15 % и накопление до 2–3 км осадков.

Сильное растяжение литосферы происходит в эпохи ее резкого размягчения, после чего утоненная кора погружается к изостатически равновесному уровню. В Восточно-Баренцевской, Северо-Чукотской, Прикаспийской и Южно-Каспийской впадинах [7, 8 и др.], а также в Мексиканском заливе [9] кора, однако, погружена на несколько километров глубже. При добавлении к коре нескольких километров осадков из-под нее одновременно вытесняется слой значительно более плотных мантийных перидотитов такой же толщины. В результате на поверхности должны возникнуть отрицательные изостатические аномалии силы тяжести с амплитудой 100 мГал и более. В действительности над впадинами наблюдаются слабые положительные аномалии силы тяжести в свободном воздухе. Как показано в процитированных выше работах, это однозначно свидетельствует о том, что под разделом Мохо во впадинах залегают не мантийные перидотиты, а более плотные эклогиты.

Средний химический состав эклогитов такой же, как у габбро в базальтовом слое континентальной коры, и при определенных р–Т-условиях габбро может переходить в эклогит с повышением плотности на 15–20 %. В большинстве областей давление в нижней части коры для этого перехода недостаточно. На глубинах, превышающих 15–18 км, в породах основного состава в присутствие флюида происходит, однако, образование тяжелого граната, содержание которого возрастает с давлением [10]. В результате гранатизации и уплотнения нижней коры происходит погружение. Заполнение образовавшейся впадины осадками мощностью 5–10 км значительно повышает давление в нижней коре. Поэтому в следующую эпоху инфильтрации флюида из мантии метаморфизм с уплотнением пород уже охватывает весь базальтовый слой или его большую часть. В результате происходит новое крупное погружение, что в дальнейшем приводит к повышению мощности осадков до 15–20 км.



Строение континентальной литосферы с аномально тонкой корой под глубоким осадочным бассейном

В верхней части континентальной коры во многих местах существуют большие объемы кислых пород первично-осадочного происхождения – метапелиты, мезократовые гнейсы, кислые граувакки и туфы. Эти породы часто имеют высокую железистость. При погружении под мощной толщей осадков на глубины 20 км и более в таких породах также образуется гранат [10, 11]. При этом сиалические породы приобретают повышенную плотность, а скорости упругих волн увеличиваются в них до значений, характерных для базальтового слоя.

В результате описанных метаморфических процессов облик континентальной коры под глубокими осадочными бассейнами сильно изменяется (рисунок). Переход габбро в эклогит в ее нижней части приводит к сильному уплотнению породы и повышению в ней скоростей упругих волн до значений, характерных для мантии. В результате на профилях ГСЗ эклогитизированную нижнюю кору помещают под разделом Мохо, несмотря на то, что по своему составу она относится к земной коре. Над разделом Мохо остается погребенная под мощным слоем осадков верхняя часть консолидированной коры, включающая породы кислого и среднего состава. Претерпев значительный метаморфизм при повышенных температурах и давлениях, эти породы приобретают повышенные плотности и скорости, примерно такие же, как в нижней, базальтовой, коре на континентальных платформах. Поэтому многие исследователи относят такую кору к океаническому типу. Тем не менее, в ее верхней части обычно сохраняется гранитный слой толщиной 2–5 км, что для океанической коры не характерно.

Следует отметить, что консолидированная кора на поднятии Менделеева, в котловинах Подводников и Макарова, а также на хребте Ломо-

носова, имеет примерно такое же строение, как и в глубоких осадочных бассейнах, образовавшихся на заведомо континентальной коре. Это дает важный аргумент в пользу принадлежности указанных структур Восточной Арктики к юридическому шельфу Российской Федерации.

В рассмотренных структурах метаморфизм с уплотнением пород земной коры развивался в эпохи инфильтрации в нее мантийных флюидов [12, 13]. Эти события сопровождались быстрыми погружениями коры, которые являются характерным признаком крупных нефтегазоносных бассейнов. Поэтому можно ожидать, что в Северо-Баренцевской и Северо-Чукотской впадинах запасы углеводородов составляют миллиарды тонн условного топлива.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 11-05-00628-а, Арктической программы РАН, а также Программы 24 Президиума РАН и Программы 1 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Zonenshain L.P., Le Pichon X.* Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 181–211.
2. *Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M.* Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Geol. Soc. of America. Spec. Paper 360. 2002. P. 336–362.
3. *Артюшков Е.В.* Континентальная кора на хребте Ломоносова, поднятии Менделеева и в котловине Макарова. Образование глубоководных впадин в неогене вследствие глубокого метаморфизма в нижней коре // Геология и геофизика. 2010. Т. № 11. С. 1515–1530.
4. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 25–32.
5. *Ziegler P.A.* North Sea rift system // Tectonophysics. 1992. V. 208. P. 55–75.
6. *Ivanova N.V., Sakulina T.S., Belyaev I.V., Matveev Yu.I., Roslov Yu.V.* Depth model of the Barents and Kara seas according to geophysical surveys results // Arctic Petroleum Geology. Geol. Society. London. Memoirs. 2011. V. 35. P. 209–221.
7. *Gac S., Huismans R.S., Podladchikov Yu.Yu., Faleide J.Y.* On the origin of the ultradep East Barents Sea basin // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B04401. Doi: 10.1029/2011JB008533.
8. *Mooney W.D., Kaban M.K.* The North American upper mantle: Density, composition, and evolution // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. B12424, doi:10.1029/2010JB000866.
9. *Spear F.S.* Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Miner. Soc. Amer. Monograph. 1993. 799 p.
10. *Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 c.

11. Артюшков Е.В. Вертикальные движения земной коры на континентах как отражение глубинных процессов в коре и мантии Земли: геологические следствия. Доклад на заседании Президиума РАН 21 февраля 2012 г. // Вестник РАН. 2012. Т. 82. № 12. С. 1–17.

12. Артюшков Е.В. О происхождении новейших движений земной коры. Доклад на заседании Бюро ОНЗ РАН 31 октября 2012 г.

13. Artyushkov E.V. Vertical crustal movements on the continents as a reflection of deep-seated processes in the Earth's crust and mantle // Herald of the RAS. 2012. V. 82. № 6. P. 432–446.

Д.А. Астафьев¹

Строение, геодинамические причины и особенности формирования осадочных бассейнов с субокеаническим и аномально тонким фундаментом

Все известные на Земле впадины с субокеанической и аномально тонкой корой в границах современных континентов являются, по существу, осадочными бассейнами (ОБ) и, как правило, нефтегазоносными бассейнами (НГБ). Такие бассейны приурочены как к внутриконтинентальным, так и к окраинно-континентальным областям, включая пассивные, активные и трансформные окраины континентов. Примерами внутриконтинентальных ОБ с субокеанической и аномально тонкой корой на Евразийском континente являются Прикаспийская, Южно-Каспийская, Черноморская впадина, Западно-Сибирская, Лено-Вилуйская и Енисей Хатангская синеклизы. Молодым, зарождающимся ОБ с аномально тонкой корой в краевой юго-восточной части Сибирского древнего кратона является Байкальская впадина.

На окраинах Евразийского континента так же, как и на окраинах всех других континентов, большинство ОБ имеют субокеаническую и аномально тонкую кору. Яркими примерами таких ОБ на пассивных окраинах континентов являются Баренцевоморский (Восточно-Баренцевская впадина), на Северо-Американском континенте – впадина Мексиканского залива. На трансформных дивергентного и конвергентного типа окраинах континентов также распространены ОБ с аномально тонкой, субокеанической и океанической корой. В качестве примеров НГБ с субокеанической и аномально тонкой корой на активных окраинах могут яв-

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия

ляться Охотоморский, Япономорский, Беринговоморский НГБ, имеющие задуговые впадины с корой без гранитного слоя и высоким подъемом поверхности Мохоровичича [1]. Близкими по строению на активных окраинах являются также междуговые, например, Карибский и преддуговые, например, Восточно-Камчатский потенциально нефтегазоносные бассейны.

К настоящему времени в связи с активными поисково-разведочными работами на нефть и газ накопилось достаточно много геологогеофизических материалов по региональному и глубинному строению практически всех (более 550) существующих в настоящее время осадочных и нефтегазоносных бассейнов Земли. На литосфере континентального типа особенно интересны ОБ с большой мощностью осадочного чехла – 7–22 км, а возможно, и больше. Именно такие ОБ имеют в основании «окна» субокеанической или аномально тонкой консолидированной коры и являются нефтегазоносными [2, 3].

В результате изучения глубинного строения и геодинамической эволюции осадочных бассейнов (ОБ) практически всех континентов и во взаимосвязи с региональной, глобальной и планетарной геодинамикой Земли появилась возможность существенно расширить представления как о бассейногенезе, так и о геодинамических процессах различных масштабов проявления – от локальных до планетарных [4]. Новые представления о бассейногенезе и его глубинная сущность отражены в следующих итоговых положениях:

1. Осадочные и нефтегазоносные бассейны являются по своей природе следствием общепланетарной, глобальной и региональной коромантийной геодинамики в границах группировок коромантийных плит (секторов), образующих конвективные ячейки Бенара g-типа [5].

2. ОБ формируются в процессе гравитационного неравномерного погружения (дайвинга) вертикальных и субвертикальных столбчатых тел коромантийного вещества, вызванного подплавлением и перераспределением нижнemanтийного вещества на разделе внешнее ядро Земли – мантия, в связи с необходимостью и возможностью реализации для планеты Земля конвективного отвода эндогенной энергии.

3. Неравномерный дискретный дайвинг вертикальных и субвертикальных столбчатых тел вызывает изменения полей напряжений в мантийной оболочке, декомпрессию и генерацию в микро- и макрозонах бифуркаций на условных границах столбчатых тел, плавление мантийного вещества, восходящий магматизм, приводящий к неравномерной деструкции области коромантийной оболочки в контурах формирующихся ОБ, а главное, деструкцию и неравномерное гравитационное погружение блоков земной коры (рифтогенез), а затем формирование надрифтовой депрессии [6].

4. В зонах наиболее мощного рифтогенеза происходит утонение вплоть до полного замещения толщи первичной консолидированной коры любого механизма формирования. В одних случаях это неаккремированная, одно- или многоэтапно аккремированная кора современных и реликтовых котловин с остаточной корой океанического типа (Амеразийский, Средиземноморский, Черноморский, Южно-Каспийский, Карибский ОБ, возможно, Прикаспийский, Восточно-Баренцевский и Мексиканского залива НГБ). По существу, это современные и древние геосинклинальные области или их фрагменты. В других случаях это кора древних и молодых платформ, пассивных, трансформных и активных окраин континентов (Лено-Вилуйский, Мичиганский НГБ, Байкальская впадина), или даже краевые части молодых апвеллинговых рифтов (Красноморского, Калифорнийского, Хуан де Фука).

5. Дальнейшая эволюция ОБ связана с их постепенным разрушением, которое обусловлено продолжающимся дайвингом столбчатых коромантийных тел. Этот процесс завершается аккрецией деструктированной области коромантийной оболочки и формированием не только инверсионных и надвиговых структур, но и шарьяжей, вдигов – то есть структур латерального и вертикального выжимания осадочного чехла, свойственных орогенам [7]. Далее происходит денудация и почти полное (до основания) разрушение ОБ.

При таком геодинамическом механизме первопричиной формирования осадочных и НГБ Земли с аномально тонкой, субокеанической и океанической корой, как и всех других ОБ, являются фазовые переходы и формирование термоплюмов на разделе ядро–мантия, вызывающие дайвинг-рифтогенную деструкцию областей коромантийной оболочки. В этой связи любой НГБ можно рассматривать в виде субрадиального деструктивного канала от раздела ядро–мантия до поверхности (рисунок). Такой канал представляется в виде области сквозной столбчатой деструкции коромантийной оболочки, обеспечивающей встречный, по отношению к неравномерному дискретному дайвингу, восходящий к поверхности Земли магматизм, с выносом выделившихся глубинных флюидов, в том числе водорода. Верхняя часть этого канала завершается рифтовой системой с надрифтовой депрессией на земной коре любого типа, в том числе океанической, субокеанической, субконтинентальной с интрузивными и эфузивными базальтовыми породами синрифтового магматизма. В дальнейшем в процессе старения ОБ эта область преобразуется в ороген или консолидируется, а подкоровая (мантийная) часть области столбчатой деструкции сокращается в размерах и восстанавливает петрофизические и сейсмологические характеристики до значений, близких к межбассейновым областям платформ. Так происходит континентогенез с медленным возвратом корового вещества в мантию, поглощением нижнемантийного вещества в слой D^{II} и внешнее яд-

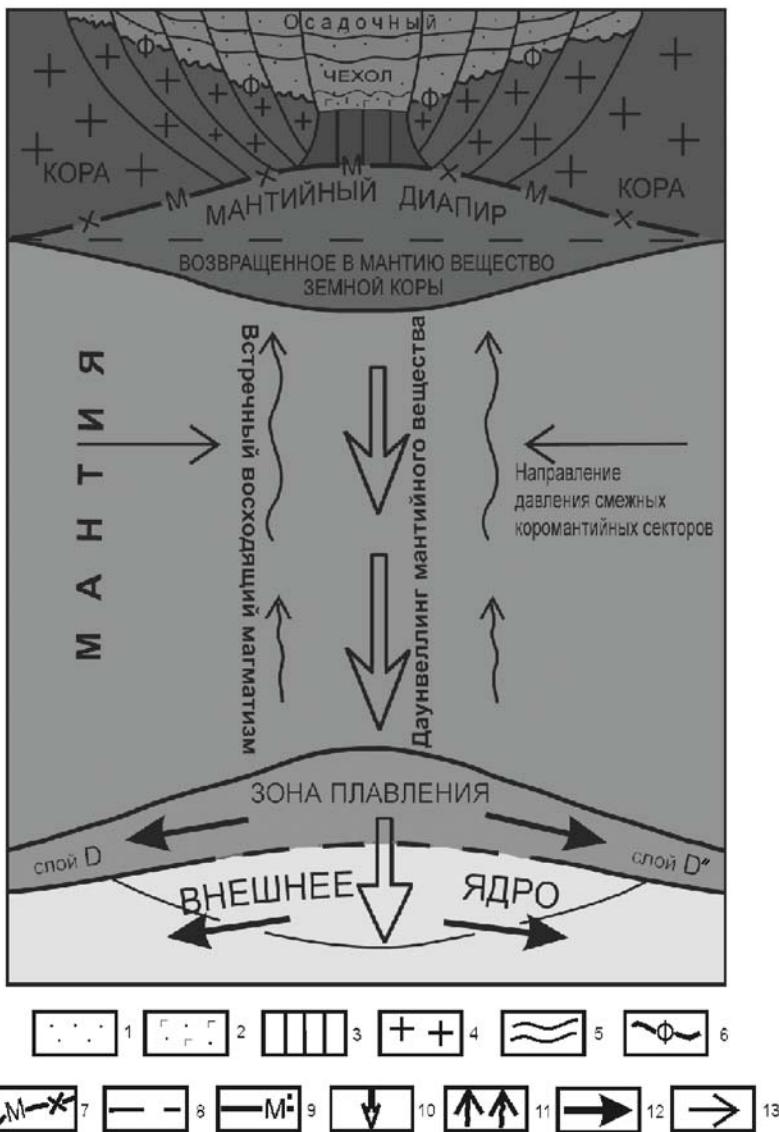


Рисунок. Геодинамическая модель возврата корового вещества в мантию в зонах дайвинга при формировании осадочных бассейнов, в том числе с аномально тонкой и субокеанической корой

1–4 – комплексы горных пород: 1 – осадочного чехла, 2 – вулканогенно-осадочные синрифтового комплекса, 3 – дайкового комплекса, 4 – консолидированной земной коры; 5–6 – границы: 5 – стратиграфические в осадочном чехле, 6 – поверхности фундамента; 7–9 – границы Мохоровичича: 7 – современная, 8 – перед началом рифтогенеза, 9 – после формирования осадочного бассейна, если бы не

действовали процессы деструкции и частичного возврата корового вещества в мантию; 10 – направление погружения коромантийных столбчатых тел под осадочным бассейном в зону плавления слоя D^{II} и/или в верхние слои внешнего (жидкого) ядра Земли; 11 – направления встречного восходящего магматизма на границах между столбчатыми телами в области дайвинг-рифтогенной деструкции коромантийной оболочки (в виде жил, даек и др. магматических тел); 12 – направления перераспределения нижнемантийного вещества в слое D^{II} и/или в верхних слоях внешнего ядра к поясам и зонам апвеллинга под океаническими рифтами; 13 – направления давления смежных коромантийных секторов

по синхронным расходованием вещества из слоя D^{II} и внешнего ядра на подпитку постоянно действующего апвеллинга под океаническими рифтами. Однако, основной объём подпитки обеспечивается за счет быстрого дайвинг-деструктивного процесса в поясах и областях субдукции краевых частей океанических коромантийных секторов на стыке с активными окраинами континентов.

Такая модель бассейногенеза во взаимосвязи с глобальной и планетарной геодинамикой Земли согласуется с геологической историей и объясняет универсальный (в тектонофизическом смысле [8]) механизм развития осадочных и нефтегазоносных бассейнов с субокеанической и аномально тонкой корой, в каких бы геодинамических обстановках они ни располагались.

Литература

1. Астафьев Д.А. Прогноз новых зон нефтегазонакопления и направления поисково-разведочных работ на шельфах Охотского и Берингова морей России. Освоение морских нефтегазовых месторождений: состояние, проблемы и перспективы. Сб. научных трудов. М.: ВНИИГАЗ, 2008. С. 231–248.
2. Астафьев Д.А. Роль рифтогенеза в размещении зон нефтегазонакопления (на примере осадочных бассейнов России) // Геодинамика, стратиграфия и нефтегазоносность осадочных бассейнов России. М.: Тр. ВНИГИ-НИ, 2001. С. 37–58.
3. Астафьев Д.А., Медведев Н.Ф., Ахияров А.В. и др. Тектоно-динамические и литолого-фациальные предпосылки нефтегазоносности Южно-Каспийской впадины // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 года. М.: ООО «Газпром ВНИИГАЗ», 2010. С. 84–93.
4. Астафьев Д.А. Континентальные и окраинно-континентальные рифты, осадочные бассейны и орогены – взаимосвязанные результаты (следствия) глубинной коромантийной геодинамики Земли // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2012. С. 31–35.

5. Астафьев Д.А. Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли. Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С. 31–35.

6. Астафьев Д.А. Коромантийные структуры бассейно- и нафтогенеза // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 24–27.

7. Астафьев Д.А. Роль планетарной магмофлюидодинамической системы Земли в тектогенезе, бассейно- и нафтогенезе. Дегазация Земли: Геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина. М.: ГЕОС, 2010. С. 39–43.

8. Астафьев Д.А. Генетическое единство и индивидуальные различия в строении осадочных бассейнов // Геология нефти и газа. 2002. №2. С. 47–51.

В.Ю. Баталев, Е.А. Баталева, А.К. Рыбин¹

Динамика положения границы Мохо для Южного Тянь-Шаня по геофизическим данным

Мультидисциплинарное исследование глубинного строения Южного Тянь-Шаня по профилю вдоль 76° в.д. осуществлялось при реализации крупных международных проектов: «Геодинамика Тянь-Шаня», 1996–2000 г. и «MANAS», 2002–2008 г. [1], а также по грантам РФФИ и DFG в 2008–2011 гг. В работе [2] рассматриваются результаты комплексной интерпретации зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня, на основе 2D модели электропроводности нижней коры – верхней мантии [3] в сопоставлении с распределением температуры и с опорой на петрологический анализ лерцолитовых и гранулитовых ксенолитов и эклогитов, а также на лабораторные измерения, проводимые на сухих образцах глубинных пород.

Согласно интерпретации, выполненной в работе [1], подошва земной коры (граница M) на разрезе МОВ ОГТ не выделяется сколько-нибудь яркими особенностями в рисунке отражённых волн. Она представляет собой малоконтрастную границу на фоне довольно однородной среды, объединяющей нижнюю кору и верхи мантии. Во внешней части Таримского блока она находится на глубинах – 47–50 км и плавно по

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция РАН в г. Бишкеке

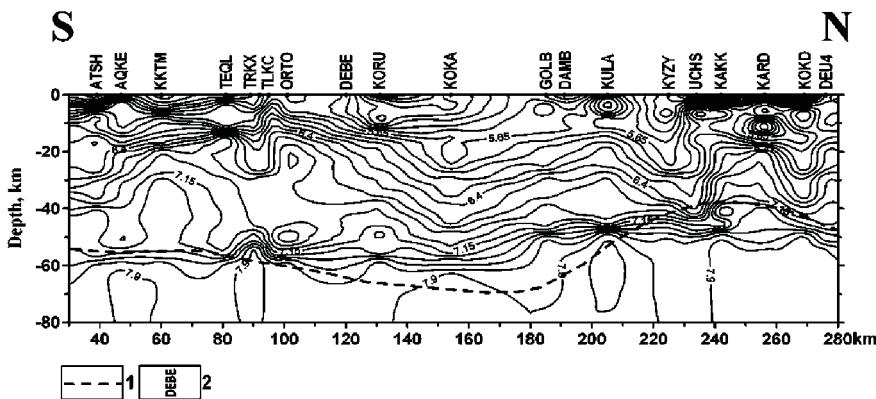


Рисунок. Разрез скоростей продольных волн, полученных по методу МОВЗ вдоль профиля MANAS, по [1]. Горизонтальная и вертикальная оси оцифрованы в км.

1 – граница М по данным С. Рекера [4]; 2 – 2010 расположение стационарных сейсмических станций вдоль профиля MANAS

гружается в северном направлении (в тектонически погребённой его части). В зоне суперпозиции кор Тянь-Шаня и Тарима, под хребтом Кокшалтау, она опущена до глубин -60 ± 65 км. Таким образом, мощность коры здесь достигает 70 км. Далее на север подошва коры поднимается до уровня -40 км, подтверждая минимум мощности земной коры под Нарынской впадиной, установленный ранее другими исследователями и другими методами.

На скоростном разрезе МОВЗ граница кора–мантия и особенности структуры в граничной зоне проявлены значительно определённее (см. рисунок). В пределах предгорной ступени эта граница с $V_p=7.4$ фиксирована несколько глубже, на отметках ~ 55 км. Севернее на расстоянии более 155 км она очень полого погружается до -60 км под хр. Атбаши, где с нею сопрягается зона Майдантагского разлома. На участке от Кокшалтау до Атбашинского хребта, можно предполагать тектоническое расслоение верхней мантии, срыв её более чем 10-километровой пластины, кровля которой поднята до -45 км. Такой же, но менее крупномасштабный тектонический срыв с участием верхнемантийного материала имеет место под Нарынской впадиной, где кровля мантии таким образом приподнята еще выше – до -40 км. Аналогичный срыв можно предполагать на южном конце разреза, под Пичанской предгорной ступенью, хотя из-за пространственных ограничений структура недостаточно ясна.

Рассмотренные материалы позволяют сделать вывод, что разрешающая способность МОВЗ относительно глубоких частей коры и мантии выше, по сравнению с сейсмическим профилированием МОВ ОГТ.

Таблица. Результаты измерения скоростей продольных и поперечных волн на образцах глубинных пород

№	L, мм	S_t, мкsec	P_t, мкsec	Vs, км/сек	Vp, км/сек
Лерцолит ОС-2.1	16.658	4.106	2.255	4.05699	7.38714
Лерцолит ОС-2.1	16.656	4.026	2.218	4.137109	7.509468
Лерцолит ОС-2.1	16.653	3.993	2.212	4.170548	7.528481
Лерцолит ОС-2.1	16.651	3.965	2.201	4.199496	7.565198
Лерцолит ОС-2.1	16.65	3.954	2.18	4.210926	7.637615
Лерцолит ОС-2.1	16.649	3.792	2.143	4.390559	7.769015
среднее	16.65283	3.9726667	2.2015	4.191853	7.564312
погрешность					
Лерцолит ОС-2.2	14.098	3.37	1.92	4.183383	7.342708
Лерцолит ОС-2.2	14.084	3.338	1.909	4.219293	7.377685
Лерцолит ОС-2.2	14.062	3.316	1.855	4.240651	7.580593
Лерцолит ОС-2.2	14.037	3.283	1.844	4.275663	7.612256
Лерцолит ОС-2.2	14.033	3.225	1.833	4.351318	7.655756
среднее	14.0628	3.3064	1.8722	4.253206	7.511377
погрешность					
Гранулит ОС-16	25.601	6.472	3.95	3.955655	6.481266
Гранулит ОС-16	25.591	6.753	3.874	3.789575	6.605834
Гранулит ОС-16	25.608	6.634	3.907	3.860115	6.55439
Гранулит ОС-16	25.607	6.58		3.891641	6.55439
среднее	25.60175	6.60975	3.9103333	3.873331	6.547204
погрешность					
Эклогит -1	22.934	6.266	3.788	3.66007	6.054382
Эклогит -1	22.944	6.255	3.69	3.668106	6.217886
Эклогит -1	23.005	6.147	3.593	3.742476	6.402728
Эклогит -1	23.018	6.05	3.474	3.804628	6.625792
Эклогит -1	23.05	5.812	3.409	3.965933	6.761514
среднее	22.9902	6.106	3.5908	3.765182	6.402529
погрешность					

Результаты измерения сейсмических скоростей продольных и поперечных волн на образцах глубинных пород в лабораторных условиях приведены в таблице. Под Южным Тянь-Шанем скорости P-волн составляют около 7.3 и 7.9 км/с над и под границей Мохо, соответственно. Ультразвуковые измерения скоростей на образцах ксенолитов гранулитов и шпинелевых лерцолитов после экстраполяции на давление и температуру, соответствующие поверхности Мохо, составили 6.8 и 8.0 км/с, соответственно. Это означает, что эти два типа пород представляют скачок скорости V_p на разделе Мохоровичича.

Заслуживают внимания результаты, приведенные в работе [5], которые могут расцениваться как свидетельства динамики границы М во времени и пространстве. В эпоху мезозойско-раннекайнозойского выравнивания ее толщина достигала, вероятно, значений, близких расположенному севернее Казахстанскому эпипалеозойскому щиту (35–40 км), т.е. была на 20–25 км тоньше коры современного орогена и тоньше палеозойских кор.

Литература

1. Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Кнэрр Ж.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Roecker S.W., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Подвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар–Сонкель) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.
2. Bagdassarov N., Batalev V., Egorova V. State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. B01202. doi:10.1029/2009JB007125
3. Bielinski R.A., Park S.K., Rybin A., Batalev V., Jun S., Sears C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30(15). 1806. doi:10.1029/2003GL017455
4. Рёкер С. Земная кора и верхняя мантия Киргизского Тянь-Шаня по результатам предварительного анализа GHENGIS широкополосных сейсмических данных // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1554–1565.
5. Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К. Исследование электропроводности ксенонитов и поверхность раздела Мохо // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ: материалы XLIV Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2012. С. 18–21.

С.Ю. Беляев, А.К. Башарин¹

Области с аномально тонкой корой на территории Западно-Сибирского осадочного мегабассейна

Как известно, Западно-Сибирский мегабассейн относится к числу наиболее крупных осадочных бассейнов Мира. В тектоническом отно-

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

шении он является частью молодой Евразийской платформы. Чехол этой платформы представлен терригенными мезо-кайнозойскими толщами. В Западно-Сибирском мегабассейне под этот чехол с разных сторон погружаются разновозрастные покровно-складчатые или платформенные образования, которые можно рассматривать как выступы фундамента (щиты) платформы.

Подобная ситуация позволяет в настоящее время полностью соглашаться с мнением, высказанным еще в первой половине XX века, о том, что фундамент Западной Сибири имеет гетерогенное строение. Конечно, с этого времени степень изученности (в первую очередь геофизическими методами и глубоким бурением) несравненно возросла. Существует большое количество вариантов схем, на которых слагающие фундамент сооружения имеют разный возраст; их конфигурация и зоны сочленения под чехлом разные. Однако, нужно признать, что принципиально правильной является рисовка, предложенная В.С. Сурковым и О.Г. Жеро [1]. Кроме того, кардинально изменились парадигмы, господствующие в тектонике и в геологии в целом. Появились и укоренились понятия о континентальной и океанической коре.

В отношении территории Западно-Сибирского осадочного мегабассейна в настоящее время существует, по крайней мере, три точки зрения по поводу природы земной коры в его фундаменте.

1. На рассматриваемой территории не существует и никогда не существовало областей с океанической корой [2 и др.];

2. На рассматриваемой территории существовали океанические бассейны, однако в процессе тектонической истории они захлопнулись, и в настоящее время фрагменты океанической коры сохранились лишь в виде останцов тектонических покровов, возникших в результате коллизии [3 и др.];

3. На рассматриваемой территории существовали океанические пространства (Палеоазиатский океан «жил» с байкальского до герцинского времени), в современной структуре фрагменты океанической коры сохранились лишь в останцах тектонических покровов. Однако Западно-Сибирский осадочный мегабассейн перед накоплением мезо-кайнозойского чехла пережил особый геодинамический этап – рифтогенный. Во время этого этапа в результате растяжения континентальная кора утонялась и, в случае значительного растяжения, могла перейти в океаническую.

Каждой из приведенной выше точек зрения придерживается определенные группы исследователей.

Так как тематика доклада касается утоненной земной коры в современной структуре, подробнее остановимся на третьей точке зрения. С нашей точки зрения принципиально правильно указаны различия в мощности земной коры на территории Западно-Сибирского мегабас-

сейна на схеме, предложенной в 1986 году в СНИИГиМСе [4], хотя современные количественные оценки, конечно, отличаются. На этой схеме зона с утоненной земной корой протягивается в субмеридиональном направлении через всю Западную Сибирь вдоль Колтогорско-Уренгойского рифта и уходит в Карское море.

Наиболее подробная и оригинальная модель современной структуры и геодинамической истории северной части Западной Сибири и Карского моря предложена С.В. Аплоновым с соавторами [5]. Южно-Карской части территории соответствует утоненная земная кора (25–30 км), а на консолидированную кору остается всего 8–15 км. Это, по мнению авторов этой модели, свидетельствует о наличии здесь областей «безгранитной» земной коры. Вычисление плотностных характеристик фундамента показало, что глубокие осадочные бассейны подстилаются корой, близкой по типу океанской, ее плотность $2.9\text{--}3.1 \text{ г/см}^3$. В предлагаемой модели швы сочленения разнородных блоков фундамента на разрезах интерпретируются как следы древних надвигов, в разное время соединивших разнородные блоки фундамента. Магнитные массы сопоставляются с серпентинитовым меланжем в основании надвигов. В приподнятых блоках наблюдается двухслойный разрез коры, который позволяет классифицировать эти блоки как микроконтиненты, в пределах которых древний цоколь перекрыт более молодыми складчатыми комплексами. Такая зона картируется на границе Южно-Карского бассейна и Северо-Ямальского поднятия. Средневолновые магнитные аномалии над глубокими бассейнами очень напоминают современные океанические. При помощи специальной методики выделены полосовые аномалии на территории глубоких бассейнов. Интервал спрединга для Южно-Карской впадины составил 320–305 млн лет (поздний карбон). Фундамент является гетерогенным и гетерохронным тектоническим коллажем. Микроконтиненты в этом коллаже – блоки мощной, типично континентальной коры, отвечают поднятиям фундамента. Палеоконвергентные системы маркируют швы сочленения разнородных блоков и отмечают линии, вдоль которых происходило закрытие древних океанов или их окраинных бассейнов. Данная модель, в том или ином виде, поддерживалась позднее многими исследователями.

Например, в вышедшей в 2004 году монографии «Геология и полезные ископаемые России. Арктические и дальневосточные моря» [6] указывается, что в Южно-Карском бассейне наблюдается утоненная земная кора, эти участки совпадают с центрами отрицательных гравитационных аномалий, авторы обозначают такие участки терминами «безгранитная кора» или «базальтовые окна».

Согласно модели И.Ю. Винокурова с соавторами, в южной части Карского бассейна палеозойский осадочный чехол подстилается базитовым слоем, интерпретируемым как реликт океана [7]. По мнению это-

го коллектива авторов, Баренцево-Карский регион обладает мозаично-блоковой структурой докембрийского фундамента, выполненного разновозрастными кристаллическими образованиями, включающими и блоки с остаточной корой океанического типа.

Авторами настоящей работы предлагается модель, согласно которой акватория Карского моря и прилегающие территории являются северо-западной частью области распространения нескладчатых верхнедокембрийско-палеозойских отложений. В современной структуре блоки с корой повышенной мощности разделены зонами с пониженными мощностями. Эти зоны образовались в результате пермско-раннетриасового рифтогенеза. Геодинамическую модель формирования этой зоны можно изложить следующим образом.

В раннем рифе с формирования палеорифтов (авлакогенов) начался процесс дробления континента Родинии с выкачиванием крупных блоков – Северо-Азиатского и Восточно-Европейского кратонов и более мелких микроконтинентов: Касско-Туруханского, Восточно-Гыданского и Карско-Ямalo-Гыданского. Последний охватывает акваторию Карского моря и прилегающие территории. С разрывом континентальной коры между жесткими блоками формируется океаническая кора и островные дуги (Палеоазиатский океан). К началу позднего рифея процесс раскрытия океанических бассейнов достиг максимума. В начале позднего рифея режим растяжения сменяется режимом сжатия, происходит сближение микроконтинентов и Северо-Азиатского кратона. В результате коллизии (байкальская складчатость) с кульминацией на рубеже около 850 млн лет сформировались сутурные зоны, в том числе Уренгойско-Колтогорская и Худуттейская, ограничивающие в современных координатах Южно-Карскую территорию с запада и востока.

В позднем палеозое (с максимумом на рубеже раннего–среднего карбона) начались процессы, связанные с окончательным закрытием Палеоазиатского океана (герцинский и киммерийский диастрофизмы, становление Вегенеровской Пангеи). В это время оформилось и современное покровно-складчатое обрамление Карско-Ямalo-Гыданского микроконтинента, который является территорией исследования в данной работе.

На рубеже перми и раннего триаса, в результате растягивающих напряжений, закладывается система крупных рифтов, наследующая ослабленные байкальские сутурные зоны и сопровождающая их сеть более мелких рифтов. В средней части Ямала это Худуттейский рифт, восточнее прослеживается меридиональная зона Уренгойско-Колтогорского рифта. К более мелким рифтам можно отнести систему трогов (зон с утоненной земной корой, разделяющих блоки с утолщенной корой), осложняющих в современной структуре рельеф кровли палеозоя в акватории Карского моря. Именно рифтогенезом объясняется наблю-

дающееся в Южно-Карской впадине утонение земной коры, ее возможный «безгранитный» характер.

В течение мезозоя и кайнозоя на всей территории Западно-Сибирского мегабассейна, формируется мезо-кайнозойский чехольный (плитный) комплекс молодой Евразийской платформы.

На преобладающей части территории севера Западно-Сибирского мегабассейна и в южной части акватории Карского моря, таким образом, распространен фундамент, имеющий блоковое строение. На приподнятых блоках земная кора утолщена, а в зонах, разделяющих эти блоки, утонена. Такая структура сформировалась окончательно в результате пермско-триасового рифтогенеза.

Литература

1. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
2. Дубатолов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты раннедевонских морей в Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 3. С. 95–109.
3. Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В. и др. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 154–165.
4. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 149 с.
5. Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К. Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 58–76.
6. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
7. Винокуров И.Ю., Беляев И.В., Егоров А.С. и др. Глубинная модель и особенности эволюции Баренцево-Карского региона // Геология полярных областей Земли. Т. 1. Тез. докл. М.: ГЕОС, 2009. С. 102.

Данные глубоководного бурения в Мировом океане и тектоника плит

Основой доклада является описание керна скважин Международных программ глубоководного бурения в Мировом океане, осуществлявшегося в период с 1963 по 2003 гг. по программа DSDP, ODP и продолжающегося сегодня по программе IODP. Всего пробурено по программам DSDP и ODP 1267 скважин; переведено описание керна – 312 скважин. Основное внимание уделено скважинам, вскрывшим границу первого – осадочного и второго – вулканического слоев коры океанов. Описание керна скважин и цветные фотографии керна систематизированы по основным типовым структурам Мирового океана.

– *Пассивные окраины континентов и большие изверженные провинции континентов и океанов: Брито-Арктическая провинция (Туле).*

– *Плато пассивных окраин океанов Роккол, Воринг, Эксмут, Иберийское, Фолькланды.*

– *Внутриоceanические плато Кергелен, Онтонг-Джава, поднятие Шатского, гайоты северо-запада Тихого океана.(Лимолек, Воджейбато).*

– *Асейсмичные хребты (Императорский, Лайн, Найнтист, Луис-виль Брокен, Мальдивский).*

– *Абиссальные равнины и глубоководные впадины океанов (Атлантический, Индийский Тихий).*

– *Островные дуги (Идзу-Бонинская), глубоководные желоба (трог Нанкай).*

– *Окраинные моря (Японское, Филиппинское, Целебес и Сулу).*

– *Срединно-океанические хребты и их фланги (Срединно-Атлантический, хр. Гаккеля Восточно-Тихоокеанское поднятие, Юго-Западный Индийский)*

Основные итоговые сведения о геологическом строении рассмотренных типовых структур Мирового океана, основанные на материалах глубоководного бурения:

1. Вулканогенный (второй) и осадочный (первый) слои коры Мирового океана разделены несогласием, выраженным корами выветривания и обломочными породами (брекчиями выветрелых базальтов с карбонатным цементом).

2. Вулканиты второго слоя формировались преимущественно в субаэральных условиях и в ряде пассивных окраин связаны взаимопереходами с покровными базальтами континентов: Брито-Арктическая про-

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

винция, Парана, Декан, плато Колумбия. И те, и другие содержат коры выветривания (paleosol), разделяющие чередующиеся потоки базальтов.

3. Возраст осадков первого слоя, формирующихся вначале в континентальных и мелководных, затем в неритовых и пелагических условиях, омолаживается по мере смещения от периферических к центральным частям ныне существующих океанов.

4. В срединно-океанических хребтах (СОХ) глубоководным бурением не вскрыты осадки древнее голоцен—плейстоцена, что позволяет предполагать, что СОХ являются наиболее молодыми структурами океанов.

5. По данным бурения в различных структурах мирового океана выявлены значительные по длительности (до 50 млн лет) перерывы (hiatus) в осадконакоплении, фиксирующиеся сменой литофациальных комплексов.

6. В целом по данным бурения намечается как внутри океанов, так и по их окраинам выявляется сходная последовательность формирования: вначале покровных базальтов, затем неритовых карбонатных отложений и наконец – пелагических наиболее молодых отложений.

Дополнительные комментарии

1. Погребенные коры выветривания и условия становления больших изверженных провинций океанов

На значительной части площади, ныне занятой Мировым океаном, на ранних стадиях его развития сочетались субаэральные и субмаринные условия проявления преимущественно покровного вулканизма. По вулканитам формировались латеритные коры выветривания, по кристаллическим метаморфическим породам – каолинитовые коры. Верхняя часть разреза второго слоя в абиссальных котловинах, в осевых частях и на флангах срединно-океанических хребтов представлена практически повсеместно распространенным «слоем» обломочных (rubble layers) пород, с периферическими каймами (гало) окисления (начального выветривания).

2. Кайнозойские рифты океанов и континентов

В пределах рифтовых систем (срединно-океанических хребтов) ниже пелагических (голоцен–плейстоцен) илов располагается слой обломков базальтов, габбро и ультрамафитов (rubble layers), подвергшихся процессам окисления (начального выветривания), что может свидетельствовать об их (рифтах) совсем недавних надводных условиях становления и последующем «быстрым» их погружении одновременно с также бывшими надводными, а затем мелководными частями Мирового океана. Следует отметить, что в пределах континентов кайнозойские рифтовые системы формируются после становления покровных базальтов, связанных взаимопереходами с базальтами второго слоя коры океанов

(Брито-Арктическая провинция, покровные базальты Параны, Декана, Карру (Етендека), плато Колумбия).

4. О корректности радиологических и магнитометрических исследований в Мировом океане

Принципиально значимыми являются данные о многократном обогащении калием и рубидием базальтов, подвергшихся выветриванию и, соответственно, не будут корректны результаты радиологического датирования базальтов.

5. О корректности магнитометрических исследований в Мировом океане

С учетом того, что базальты второго слоя коры океанов во многих местах с различной интенсивностью подверглись окислительным изменениям (выветриванию), в процессе которого их магнитные минералы в различной степени изменены – окислены, можно предположить, что и в связи с этим будут нарушены (изменены) и магнитные свойства базальтов.

6. Мировой океан и тектоника плит

В Атлантическом, Индийском и Тихом океанах асимметрично проявлено смещение областей вулканизма и осадконакопления по мере удаления от окраин континентов. Вулканиты первого слоя коры океанов формировались на большей их части в субаэральных условиях. В основании разреза первого осадочного слоя располагаются коры выветривания и мелководные обломочные отложения. Практически повсеместно проявлен перерыв и несогласие на границе вулканического основания (второго слоя коры океанов) и вышележащих осадочных пород первого слоя коры океанов. Кроме того, значительные по длительности перерывы (*hiatuses*) в осадконакоплении отмечаются и внутри первого осадочного слоя коры океанов. Все это свидетельства доминанты вертикальных тектонических движений в процессе формирования коры океанов.

Имеющиеся сведения о геологии Мирового океана, основанные на учченых материалах глубоководного бурения, не свидетельствуют пользу их совместимости с основными положениями тектоники плит.

И в заключение...

«И все же глобальная тектоника, обогащенная новыми концептуальными подходами, раскрывающими причинность распада континентов и океанообразование, а также сложности тектонического строения океанического дна, не объясняет заметные отличия в морфологии, тектоническом строении и минерагении Тихого, Индийского, Атлантического и Северного ледовитого океанов – современных океанов Земли

Большая длительность процесса открытия, становления и возможно-го закрытия океанов несомненно должна нас предостеречь от некоторой легкости, с которой мы реконструируем океаны прошедших геологиче-

ских периодов. Изученность современных океанов Земли позволяет проследить общую направленность тектонического развития океанов, стадийный характер процесса и укрепиться в представлении о его большой длительности, но оно не вооружает нас необходимыми знаниями относительно заключительной фазы тектогенеза океанов – их закрытия. Этот процесс мы можем только предполагать, опираясь на общие представления о строении и развитии Земли и интерпретацию оphiолитовых комплексов, которые рассматриваем как фрагменты древней океанической коры».

(И.С. Грамберг. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002)

И еще....

Постулируемые модели стали принимать как нечто реальное, вместо того, чтобы считать их допущениями, каковыми они являются. (Х.Йодер. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. С. 10)

**В.С. Бочкарев, А.М. Брехунцов, И.И. Нестеров (мл.),
Д.А. Огнев¹**

Граница раздела М в континентальной литосфере Урало-Сибирского региона, Днепровско-Донецкой впадины и вопросы изменения М во времени

Картирование поверхности М в Западной Сибири имело большое значение для понимания некоторых вопросов нефтегазоносности и геотектоники [1]. В то же время было замечено, что характерная зона грави-магнитных аномалий – Омская, позднее отождествляемая с «грабен-рифтовой» Колтогорско-Уренгойской системой, была стерильна относительно месторождений нефти и газа, что было весьма любопытным, так как позднее она выдвигалась в качестве весьма перспективной, но этот оптимизм не подтвердился. Выполненные в те годы работы доходили до геологов в обработанном и готовом виде и поверхность М была очень надежной. Она выделялась на профилях в виде жирной линии, что позволяло отобразить толщину земной коры.

Поведение поверхности М имело двойную инверсионную зависимость: 1) связь с глубиной до кровли фундамента и 2) связь с дневной

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

поверхностью и дном моря. Такое поведение М в пределах Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), воздымание до глубины 35 км, и опускание в пределах Донецкого кряжа до глубины 40–42 км – свидетельствует о перемещении М во времени от пермского периода в ДДВ и неоген-четвертичного под кряжем.

Некоторые исследователи первоначально принимали поверхность М в качестве структурной, но это ставило в тупик происхождение горных районов и плато, в пределах которых поверхность Мохоровичича всегда опущена до глубин 40–70 км. Интерес к этой поверхности повысился, когда выяснилось, что глубина ее залегания всегда инверсионна к величине теплового потока и возникло представление о ее фазово-геохимической природе [2]. По мере развития сейсморазведочных методов было выяснено, что поверхность М прослеживается не повсеместно, имеет кусковатость или вообще как таковой ее нет, а выделяются домены – сгустки площадок отраженных или преломленных волн. Современные технические и изобразительные средства более строго отображают то, что выделяется в земной коре или литосфере на глубинах около 40 км. В Западной Сибири она не всегда видна (рис. 1), но часто представляет весьма условную прерывистую зону, которую мы интерпретируем в качестве скопления дефектов тектонической трещиноватости и не имеющей стратиграфического положения. Эта зона, по-видимому, отображает разрядку глобальных напряжений. За счет сейсмической дефектоскопии мы получаем ее физические характеристики и видим, что эта зона постоянно сопровождается резким увеличением скоростей продольных волн до $8.0+2$ км/с. Такой параметр свидетельствует, скорее всего, об увеличении хрупкости пород, их акустической жесткости и, возможно, фазовых переходах с изменением минерального состава или обогащения, например, алмазами, плотность которых близка к 4 г/см³.

Глобальные деформации типа движения материков, океанических впадин, формирования СОХ и так далее, всегда характеризовались прерывистостью поверхности М, изменением ее гипсометрии плавно или кусковато, а также высокими скоростями сейсмических волн. На равнинах глубина залегания М около 38 км; в Западной Сибири в депрессиях с повышенной мощностью палеогеновых и неогеновых отложений поверхность М приподнята до отметок 32–34 км (Омская, Ханты-Мансийская впадины, Худосейский прогиб, а также Ноябрьская впадина в Карском море). В областях неотектонического воздымания даже в пределах синеклизы выявлены участки, где поверхность М опущена до глубин 40–42 км (Надымская впадина). В примыкающих горных районах и высоких плоскогорьях поверхность М существенно опущена до глубины 45 км и более. Нетрудно догадаться, что эта поверхность во времени подвижна [2]. Так, если Урал в палеогеновое время был пенеп-

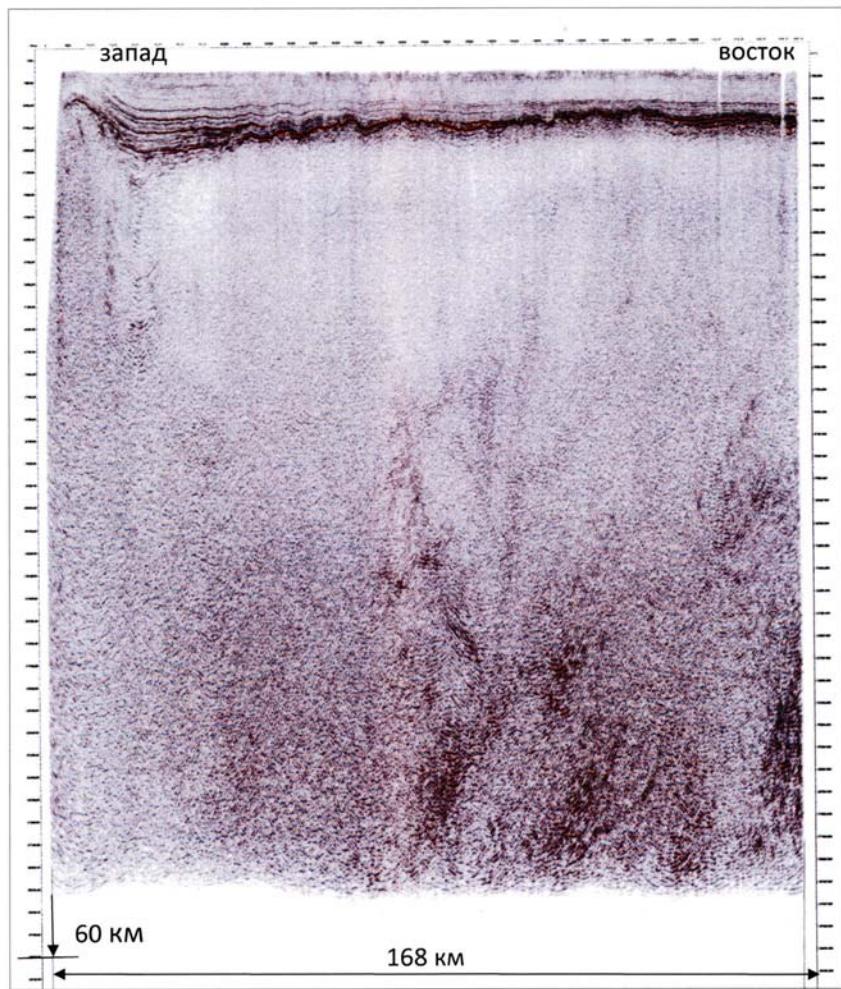


Рис. 1. Временной профиль ОГТ №22-Д, Ляпинский прогиб

леном или перекрывался мелким морем, как было в маастрихтский век, то толщина земной коры была в его пределах 38 км, а теперь, после неотектонических воздыманий – 45–50 км. Таким образом, рельеф вырос на величину в 5 раз меньшую, чем амплитуда перемещения М. В Енисей-Хатангском региональном прогибе, где мощность мезозойско-кайнозойских отложений превышает 8 км, а байкальский фундамент опущен до 16–18 км, казалось бы поверхность М должна следиться на глубине 28–30 км, но она картируется, из-за мощных до 2–3 км неотектонических воздыманий, на глубине 36–40 км по профилям ГСЗ.

Некоторые геологи считают, что Колтогорско-Уренгойская зона гравитационных и магниторазведочных максимумов, отождествляемая с триасовым «грабен-рифтом», выражена в поверхности Мохоровичича приподнятостью и пониженными скоростями сейсмических волн и развивается унаследовано с триаса до настоящего времени. Однако результаты сверхглубокого и глубокого бурения, а также сейсморазведка ОГТ, показали, что в Уренгойском районе все дело обстоит с точностью до наоборот (рис. 2). Пурский прогиб имеет явно послесеноманское опускание как главная фаза формирования, а Уренгойский мегавал – скв. 414 Уренгойская, СГ-7 Ен-Яхинская, сложен не древними сланцами в виде горста, а Р–Т траппами того же возраста, что и в Пурском прогибе (скв. Тюменская СГ-6). При этом, на севере Уренгойского мегавала по скважине СГ-7 глубина до траппов составила 6920 м, а в прогибе по скважине СГ-6 – только 6420 м. Тектогенез в депоцентрах Западно-Сибирской геосинеклизы оказался инверсионным.

Напомним, что современные представления по северу Западной Сибири держатся на богатой информации, включающей 20 скважин глубиной более 5 000 м, увязанных с сейсморазведкой ОГТ. Эта информация не позволяет согласиться с мнением о рифтогенной природе Западно-Сибирского бассейна, о существенной роли унаследованности в развитии бассейна и его частных структур. Ведущий тектогенез бассейна оказался реализованным в модели центробежного развития с двойной асимметрией строения, с формированием структур чехла с частым пересеком с южных районов на арктические, а оттуда – на северные. При этом роль поверхности М в отображении тектогенеза осталась во многом еще не выясненной. Перемещение поверхности М во времени вверх и вниз, как подсказывает здравый смысл, может происходить по разным причинам и их сочетаниям. Например, в морях и океанах, особенно в СОХ, поверхность М поднимается и, если ее считать за особенно прочный и хрупкий слой, это явление можно объяснить как шейку при глобальном растяжении земной коры, которое само обусловлено увеличением радиуса Земли за счет эндогенных процессов с увеличением температур и проявлением гидротерм в осадочных бассейнах; например, в Западно-Сибирском бассейне гидротермы с цирконами проявлялись периодически с 188 по 20 млн лет в области, где поверхность М располагается на глубинах 32–36 км. Области сжатия, как Урал, отражены утолщением коры и пониженными в 1.5–2 раза тепловыми потоками в современную эпоху.

Растяжение земной коры ведет к поэтапному ее преобразованию – шейка, поверхность М переместилась; затем в океанах формируется СОХ за счет плюмов и, наконец, СОХ усложняется рифтовой впадиной с базальтовыми излияниями – Исландия, Красное море и так далее (эндогенные плюмы). Прогибание фундамента в Западной Сибири, судя по

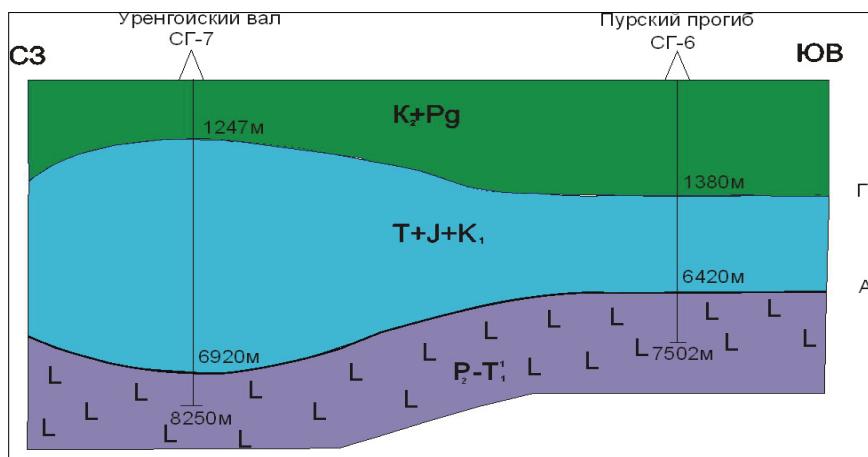


Рис. 2. Модель строения Уренгойского мегавала и Пурского прогиба

изотопам гелия, происходило за счет мантийных источников – ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, $\text{\%о} = 60 \times 10^{-8}$, а предшествовавшее прогибанию **трапповое** интрузивное и покровное **магмапроявление** было менее глубинным – ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, $\text{\%о} = 7.7 - 16 \times 10^{-8}$.

Литература

1. Бочкарев В.С., Мавлютов Ш.Ш., Устюжанин В.В. Схема строения земной коры Западной Сибири // Тектоника Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГИИ, 1987. С. 129–131.
2. Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Процессы в верхней мантии Земли. Киев: Наукова Думка, 1964. 256 с.

Н.В. Ваганова¹

Опыт выделения границы Мохо под одиночной сейсмостанцией

Наши представления о глубинном строении Земли в большей степени базируются на данных геофизических исследований, и, прежде всего, сейсмологических. Несмотря на огромный поток экспериментально-

¹ Институт экологических проблем Севера (ИЭПС) УрО РАН, г. Архангельск, Россия

го материала и расширения сетей сейсмических наблюдений, строение отдельных районов Земли известно только ориентировочно, либо модели строения являются простыми и требуют усовершенствования. К таким малоизученным регионам, например, можно отнести Арктические и приарктические территории России. В то же самое время, возросший в последние годы интерес к Арктике в целом, обусловленный геополитическими аспектами, разработкой углеводородных месторождений и созданием разветвленной сети трубопроводов, определяет особую значимость изучения глубинного строения Арктических и приарктических территорий. В этой связи возникает необходимость применения новых технологий сейсмического просвечивания, позволяющих получать представление о строении земных недр в условиях отсутствия плотной сети наблюдений по данным одиночных сейсмостанций.

С 2007 года в лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН для определения скоростной структуры земной коры и верхней мантии по данным одиночных сейсмостанций применяется методология функций приемника (P -, S -receiver functions) [1], использующая в своей основе широкополосные трехкомпонентные записи обменных волн Ps (SV) и Sp от телесейсмических землетрясений, зарегистрированных станцией KLM (60.85 с.ш.; 39.51 в.д.), входящей в состав Архангельской сейсмической сети. Для анализа использовались записи 113 землетрясений с эпицентralьными расстояниями 35–90 градусов, с магнитудами 5.0–7.2, всех азимутальных направлений. Исходные записи проходят ряд процедур обработки: частотную фильтрацию сейсмограмм, преобразование системы координат и поворот осей, стандартизацию компонент путем деконволюции, получение индивидуальных приемных функций для каждого землетрясения, суммирование трасс от нескольких землетрясений. В результате получаются суммарные преобразованные стандартизованные функции приемника, освобожденные от влияния источника и характеризующие среду в подстанционной области (рис. 1). Подробное описание методологии и алгоритма обработки можно найти в работах [2–4].

На рис. 1 по горизонтали отложено время задержки обменной волны Ps относительно порождающей её продольной волны и время опережения обменной волны Sp относительно волны SV. Динамически выраженные максимумы и минимумы приемных функций обусловлены наличием границ обмена в земной коре (указаны стрелками): хорошо выделяется граница осадочного чехла и кристаллического фундамента, раздел Мохо, а также видны высокоамплитудные кратные волны от Мохо. Положительную полярность имеют волны Ppss, отраженные на свободной поверхности и получившие обмен-отражение на Мохо. В противофазе к ним выходят волны Ppss, сформированные обмен-отражением на свободной поверхности и отражением на Мохо. Наличие, помимо собственных сигналов от Мохо, дополнительно кратных обменов-отра-

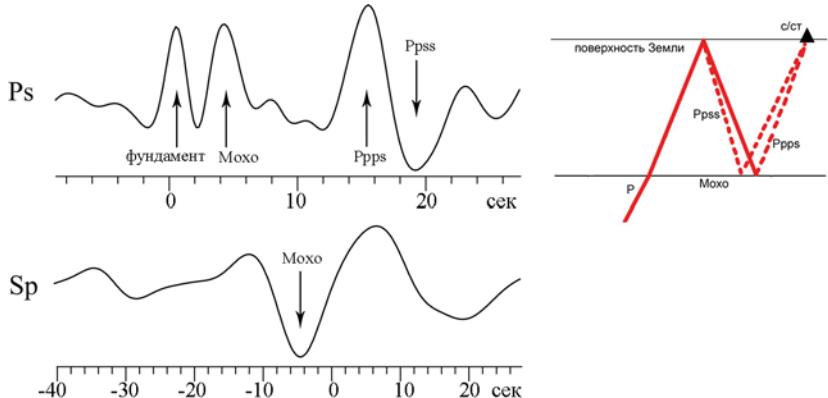


Рис. 1. Суммарные функции приемника (слева) и схема образования кратных обменов-отражений от границы Мохо (справа)

жений, позволяет достаточно уверенно определять глубину залегания этой границы.

Далее проводится совместное обращение функций приемника обменных волн Ps (*P-receiver functions*) и Sp (*S-receiver functions*) в одномерный скоростной разрез земной коры и верхней мантии до глубины 100 км (рис. 2). Поиск оптимальной модели осуществляется методом «simulated annealing» [5], входящим в группу методов Монте-Карло. Метод предполагает построение последовательности моделей, сходящейся в среднем к глобальному минимуму целевой функции. Стартовая модель выбирается случайно в пределах предполагаемой области решений. Каждая последующая модель вычисляется как слабое возмущение предшествующей, и принимается или отвергается по правилу Метрополиса [6]. В процессе расчета вычисляется колоссальное количество моделей, наибольшая концентрация которых располагается в красно-оранжевой области (рис. 2), где в конечном итоге и локализуются наиболее вероятные значения скоростей, которые мы принимаем за итоговую модель.

Территориально станция KLM расположена в пределах северного крыла Московской синеклизы и полученная скоростная модель носит черты, характерные для осадочных бассейнов платформенного типа. В разрезе уверенно выделяются две границы. Верхняя, со скоростями $V_p=5.7$ км/с и $V_s=3.1$ км/с отождествляется нами с кровлей кристаллического фундамента. Верхний слой мощностью 2 км представлен осадочным чехлом, сложенным преимущественно образованиями венда, палеозоя и четвертичными отложениями ледниково-межледникового генезиса. Нижняя граница на глубине 36 км, уверенно выделяемая по скоростному контрасту между вышележащим и нижележащим слоями,

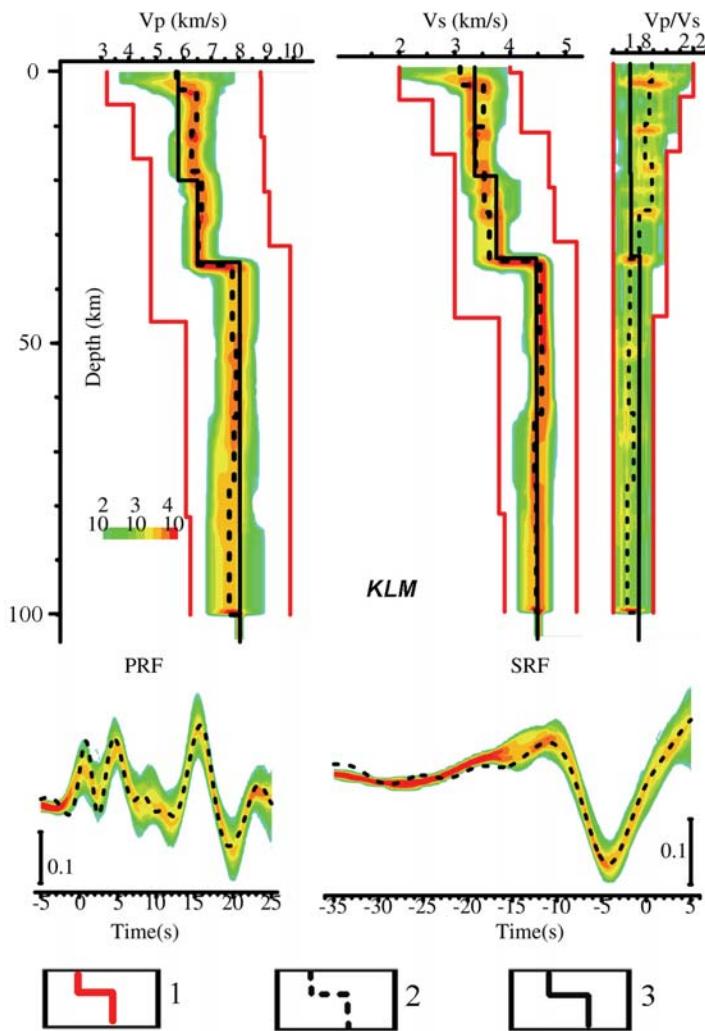


Рис. 2. Скоростные модели в районе с/с KLM, полученные способом совместного обращения P - и S -receiver functions. Цветом показаны гистограммы распределения значений скоростей.

1 – области поиска неизвестных параметров; 2 – наиболее вероятные значения скоростей; 3 – модель IASPEI91

отождествляется нами с разделом Мохо, где скорости скачком увеличиваются до значений $V_p=7.8$ км/с и $V_s=4.5$ км/с. Коэффициент K_M , определяемый как отношение скорости в слое, непосредственно залегающим над границей М (в низах коры), к скорости ниже этой границы, в определенной степени является индикатором геодинамического состоя-

ния на кровле мантии. В данной скоростной модели $K_M \approx 0.83$ свидетельствует о «резкой» границе Мохо. Малые значения коэффициента K_M (от 0.80 до 0.85) означают наличие на границе М резкого скачка от коровых скоростей к мантийным, т.е. отсутствие в данной зоне активного энергетического обмена.

Полученная скоростная модель имеет хорошую сходимость с существующими сейсмическими моделями Севера Русской плиты [7, 8], она не противоречит полученным ранее, а дополняет и уточняет их.

Используемый метод совместного обращения P-, S-функций приемника зарекомендовал себя как эффективный способ получения знаний о скоростной структуре и глубине залегания основных границ обмена в земной коре и верхней мантии, используя данные *одиночных* сейсмостанций, что является актуальным для районов крайнего севера, Арктических и приарктических территорий, в условиях отсутствия плотной сети сейсмических наблюдений.

Литература

1. *Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1977. V. 15. P. 39–45.
2. *Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Косарев Г.Л. и др. Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным.* М.: Наука, 1988. 221 с.
3. *Oreshin S., Vinnik L., Peregoudov D. Lithosphere and asthenosphere of the Tien Shan imaged by S receiver functions. // Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. N 8.
4. *Французова В.И., Ваганова Н.В., Юдахин Ф.Н., Винник Л.П., Косарев Г.Л., Орешин С.И. Строение литосферы по данным обменных волн под сейсмостанцией Климовская // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. геология.* 2011. № 1. С. 176–183.
5. *Kiselev, Vinnik L., Oreshin S., Gupta S., Rai S.S., Singh A., Kumar M.R., Mohan G. Lithosphere of the Dharwar craton by joint inversion of P and S receiver functions // Geophys. J. Intern.* 2008. Т. 173. № 3. С. 1106–1118.
6. *Metropolis N., Rosenbluth M.N., Rosenbluth A.W., Teller A.H., Teller E. Equation of state calculations by fast computing machines // J. Chem. Phys.* 1953. V. 21. P. 1097–1092.
7. *Костюченко С.Л. Глубинные модели севера Восточно-Европейской платформы и прилегающих районов // Строение литосферы Российской части Баренц-региона / Ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена.* Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 80.
8. *Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные динамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы.* Екатеринбург: УрО РАН, 2003.

О природе Мохо как фазовой границе раздела между блоковой земной корой и неблоковой верхней мантией

Поверхность Земли находится в постоянном движении: блоки и плыты, как целые, перемещаются со скоростями 1–10 см/год, что и определяет основные свойства земной коры как моментные, корпускулярно-волновые, нелинейные, энергонасыщенные.

Моментная природа напряжений в блоковой земной коре. Из механики известно, что угловая скорость Ω , с которой вращается в каждый данный момент времени жестко связанная с телом (в нашем случае – с Землей) система координат, совершенно не зависит от этой системы. Каждый блок (и/или плита) земной коры независимо от его (ее) размера характеризуется одинаковым по своей природе моментом M , направленным параллельно оси вращения тела (Земли): $M = m \cdot \Omega$. Здесь m – момент инерции блока (плиты). Движение земной коры из положения (1) в (2) приводит к изменению направления момента $M_1(t_1) \rightarrow M_2(t_2)$, поскольку этот блок жестко связан с вращающейся с угловой скоростью Ω Землей. Но изменение (направления) момента невозможно, момент должен сохраняться, что приводит к появлению момента силы K , прикладываемому к блоку со стороны *окружающей* его земной коры [1]:

$$|K| = 2 |\bar{P}| \sin \beta / 2, \quad (1)$$

где $\bar{P} = \Delta \bar{M} / \Delta t \approx (M_2 - M_1) / (t_2 - t_1)$ – момент силы упругих напряжений, действующих на блок, β – угол между моментами момента M_1 и M_2 .

«Собственный» [5, с. 146–148] момент M , по сути спин, обладает специфическим свойством: его в силу закона сохранения момента нельзя «отнять» у земной коры за счет пластической деформации блока. Ротационные с симметричным тензором напряжения с моментом силы (1) в результате трансляционного движения блока будут в земной коре накапливаться, что очевидным образом и объясняет ее энергонасыщенность [4].

Сейсмический и тектонический процессы, их корпускулярно-волновые свойства. Сейсмические пояса, протягивающиеся на многие десятки тысяч километров вдоль поверхности Земли, могут быть представлены как цепочки следующих друг за другом очагов наиболее сильных землетрясений, которым соответствуют вполне определенные

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

блоки земной коры. Уравнением, описывающим движение цепочки блоков с собственными моментами, является уравнение синус-Гордона [1]. Характерными скоростями таких движений являются «медленная» скорость $c_0 = 1\text{--}10$ см/с (300–1000 км/год), ограничивающая сверху «малые» скорости $V_1 \leq c_0$ «глобальной» миграции землетрясений вдоль сейсмического пояса (дальнодействие), и «быстрая» сейсмическая скорость V^* (V_P и/или V_S , 1–10 км/с), ограничивающая сверху «большие» скорости $c_0 < V_2 \leq V^*$ «локальной» миграции форшоков и афтершоков в очагах землетрясений (близкодействие). Ротационные волны миграции землетрясений, отвечающие за взаимодействие очагов землетрясений в цепочке, обладают корпускулярно-волновыми свойствами и являются такими же характерными для блоковой вращающейся земной коры, как и «обычные» сейсмические волны V_P и V_S [1].

Исследование скоростей движения участков тектонических плит показало существование двух зависимостей в пределах разных по продолжительности лет (до 5–20 и до 150–165 млн лет), которые оказались близкими локально-глобальным по пространству сейсмическим зависимостям. Это позволяет и ротационные волны, отвечающие за взаимодействие тектонических плит между собой, характеризовать как корпускулярно-волновые возмущения. В отличие от ротационных сейсмических волн миграции очагов землетрясений, отвечающих за взаимодействие блоков земной коры в пределах «дуговых» сейсмических поясов, тектонические ротационные возмущения являются волнами, отвечающими за «площадное» взаимодействие плит, движущихся вдоль сферической поверхности Земли [1].

Вулканический процесс. По данным комплексных геофизических исследований магматические очаги, как правило, располагаются в верхних горизонтах земной коры, часто на границе кристаллического фундамента и осадочного слоя. В соответствии с данными об извержениях, сопровождавшихся образованием кальдер обрушения, площадь магматического очага в плане ($S = \pi R^2$) составляет, в среднем, $S = 1800$ (10–4600) km^2 ($R = 24$ (2–70) км) при его «толщине» Δh (размере по вертикали) около $\Delta h = 1.4$ (0.1–6) км: магматический очаг представляет собой тонкий слой ($\Delta h \ll R$) на границе двух сред.

Слои таких размеров, согласно данным сейсмического просвечивания и сейсмотомографии, не могут быть заполнены жидким расплавом, т.к. они пропускают сквозь себя объемные сейсмические волны. Была предложена модель магматического очага, который представляет собой объем, заполненный за счет пластической деформации разогретым веществом [6]. В результате теплового расширения при локальных плавлениях в очаге, вокруг него создается поле напряжений и появляется дополнительное давление. За счет этого давления вещество твердой части очага оказывается в перегретом (нагретом выше точки плавления)

состоянии. Энергия упругого поля вокруг очага, созданного дополнительным давлением, порядка 10^{17} Дж на 1 км³ перегретой породы. Как видим, по своим упругим энергетическим параметрам «перегретые» магматические очаги по порядку величины оказываются близкими очагам землетрясений.

В полном соответствии с описанной выше ротационной механикой блоковой вращающейся среды магматические очаги в земной коре должны взаимодействовать между собой, и соответствующие им вулканические извержения, как и очаги землетрясений, должны мигрировать вдоль цепочки. Существование волн миграции вулканических извержений со скоростями по порядку величины близкими скоростям миграции очагов землетрясений на большом статистическом материале убедительно было показано на примерах окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта [2]. Вулканы и вулканические центры в цепочке находятся на вполне определенном расстоянии друг от друга. Поэтому волны миграции вулканических извержений проявляют только волновые свойства (дальнодействие): извержения вулканов иногда предваряются сильными ($M = 6-7$) тектоново-вулканическими землетрясениями и никогда не сопровождаются землетрясениями такой магнитуды.

Геодинамические следствия моделирования блоковой геосреды. Большая часть очагов землетрясений, включая и самые большие из них, расположены в пределах земной коры и ее подошвы. Поэтому геодинамическая активность нашей планеты в рамках концепции блоковой геосреды может рассматриваться как такое волновое движение, реализующееся в пределах земной коры и ее подошвы, которое представляет собой «суперпозицию» сейсмического, вулканического и тектонического процессов и их взаимодействий как между собой, так и с геофизическими полями Земли и Солнечной системы. Разработанные [2] физические и математические модели блоковой геосреды позволили сформулировать следующие положения, имеющие для геодинамики фундаментальное значение.

1. Механизм «зажелания» блоков и плит друг за друга и «выделения» тепла за счет трения их границ широко распространенный в настоящее время в геодинамике, становится «не нужным» (маловероятным). Достаточно быстрое уменьшение ротационных напряжений с удалением от границ блоков и экспоненциальная зависимость скорости деформации от напряжения и температуры создают условия для формирования в земной коре локально разогретых областей, в пределах которых могут реализоваться фазовые переходы.

2. При ротационном блоковом подходе к задачам геодинамики не требуется привлекать широко распространенные в настоящее время модели подъема магмы с глубин мантии и ядра.

3. К проблемам термики земли и «горячих точек» возможен подход с принципиально новых позиций. Во-первых, такие «тепловые» объекты можно моделировать с помощью достаточно универсального механизма, в безразмерном виде не содержащего никаких параметров рассматриваемой задачи, во-вторых, указанные точки могут быть не результатом выхода на поверхность земной коры глубинного тепла, как принято считать, а зонами повышенной геодинамической активности земной коры и ее подошвы. В пределах таких зон кинетическая энергия вращения отдельных блоков и плит земной коры и всей Земли в целом выделяется не только при землетрясениях, извержениях вулканов и движениях тектонических плит. Такая энергия выделяется и при генерации тепла, перераспределяемого внутри Земли и выносимого на ее поверхность, в том числе и с помощью описанного выше механизма ротационных волн.

О природе границы Мохо. Имеет ли верхняя мантия, расположенная ниже подошвы земной коры, блоковое строение, не известно. Вполне определенно можно судить лишь о блоковом строении земной коры. При тех $P-T$ -условиях, которые реализуются на границе Мохо, можно ожидать, что ниже границы земной коры геосреда не может являться блоковой. В том числе и потому, что вещество ниже границы Мохо в значительной степени обладает свойством объемного течения [3]. Поэтому в свете описанной выше ротационной механики блоковой вращающейся среды можно сделать вполне определенный вывод о том, что подошва земной коры и верхний слой верхней мантии представляют собой фазовую поверхность, ниже которой геосреда не является блоковой. Равенство тепловых потоков сквозь материковую и океаническую коры, имеющих разные толщины, позволяет предположить, что состояние вещества на границе Мохо определяется только температурой и фазовым переходом II рода.

При поддержке грантов ДВО РАН 12-III-А-08-164 и РФФИ 12-07-3121.

Литература

1. Викулин А.В. Сейсмичность. Вулканализм. Геодинамика. Сборник трудов. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. 407 с.
2. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Долгая А.А., Иванчин А.Г., Акманова Д.Р., Гусяков В.К., Водинчар Г.М. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. № 3. С. 34–54.
3. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.

4. Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 379 с.
5. Седов Л.И. Механика сплошной среды. Т. 1. М.: Наука, 1973. 536 с.
6. Ivanchin A., Vikulin A. Solid-liquid phase transition as a mechanism of volcano eruption // Cornell University. Library Physics.

А.М. Виноградов¹

Структура магнитных полей центрального сектора севера Евразии – отражение магматизма в фанерозойской геодинамике региона

В общепринятом делении магнитных полей Земли выделяются глобальные, региональные и локальные составляющие. Взаимосвязь этих полей не очевидна, а физико-химические теории их природы раскрываются независимо. Одно из направлений изучения соотношения структуры этих полей является их упрощение – генерализация. Проблема перевода крупномасштабных изображений полей в мелкомасштабные еще не решена, а мелкомасштабных в крупномасштабные невозможна или нецелесообразна. Обычно применяются модельные приемы, основанные на постулатах, выведенных из эксперимента. Так, при генерализации изодинам магнитных полей из масштаба 1 : 2500000 в масштаб 1 : 10000000 теряется структурная связь этих изображений, что существенно обедняет интерпретационный выход полученных данных. Для снижения этой потери мы воспользовались известным заключением академика М.А. Садовского о существовании дискретности преобладающих размеров неоднородностей литосферы и на основе карт масштаба 1 : 2500000 составили бинарную модель региональных магнитных полей Урала, Западной Сибири и Казахстана [4]. Это изображение более информативно, чем карты масштаба 1 : 10000000. Рецептивное восприятие этой модели с использованием в анализе формализуемых категорий, включающих локальность, симметричность, зональность, направленность, асимметричность, упорядоченность, позволяет выделить в составе интегральной модели структурные составляющие, значимые для изучения региона.

Из многочисленных публикаций по региону и достаточно представительных материалов по Алтаю и Уралу о магнетизме горных пород

¹ Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

[3, 6 и др.], следует, что повышенной магнитностью обладают породы в составе вулкано-плутонических и интрузивных образований, формирующихся на малых глубинах. При этом магнитность и немагнитность магматитов связана не только с их основностью, но в большей степени определяется тектоническими факторами: области растяжения – арена преобладания магнитных пород; области сжатия – немагнитных. Магнетизм океанической земной коры сравнительно прост (например, океаническая кора Арктического сектора), так как его формирование существенным образом связано с процессами спрединга и соответственно базитового, базит-гипербазитового наполнения коры. Магнетизм континентальной земной коры несравненно сложнее. Здесь выделяются [6]: магнетит (титано-магнетит, пирротин и др. ферромагнетики), содержащие поверхностные магматические породы; эти же породы, погруженные или погружавшиеся на значительные глубины, и, несмотря на метаморфизм, сохранившие относительно повышенную намагниченность; породы, обогащенные магнитными минералами за счет восходящих флюидов богатых железом с выделением оксидной и сульфидной минерализации, как в зонах рециклинга, так и выхода в земную кору мантийных флюидо-энергетических потоков. В пределах центрального сектора севера Евразии отмеченные главные явления определили распределение наблюдаемых региональных магнитных полей, а расшифровка их структуры имеет фундаментальное познавательное и практическое значение для региона.

В процессе анализа магнитных полей региона обозначены четыре наложенные во временной последовательности составляющие (см. рисунок), отражающие пространственное распределение определенных серий магматизма [2, 4]. Первая составляющая фиксирует магматиты базитового, базит-гипербазитового состава, расположенные к востоку и юго-востоку от Главного Уральского разлома (здесь и далее в современных координатах). Это вероятнее всего инициальные проявления квазиспрединга, судя по магнитометрии солетоноподобно охватывающие литосферу в раннем палеозое с эпицентром в районе г. Ханты-Мансийска. Вторая составляющая бинарного поля имеет аналогичную с первой структуру, но смешенную на юг вдоль Урало-Оманской ступени геопотенциала. Она фиксируется выраженным овальным эпицентром в районе озера Балхаш. Связана она с базитовым квазиспрединговым и квазиостоводужным магматизмом раннего–среднего палеозоя. Третья составляющая наложена на первые две «... выражается субмеридиональной системой квазилинейных аномалий, протягивающейся гигантской дугой на расстояние около 2000 км через всю Западную Сибирь и выходящей в акваторию Карского моря. Анализ ... выявил специфику базальтов Обского палеоокеана, отличающихся по петрохимическим характеристикам от основных эфузивов других рифтовых систем За-

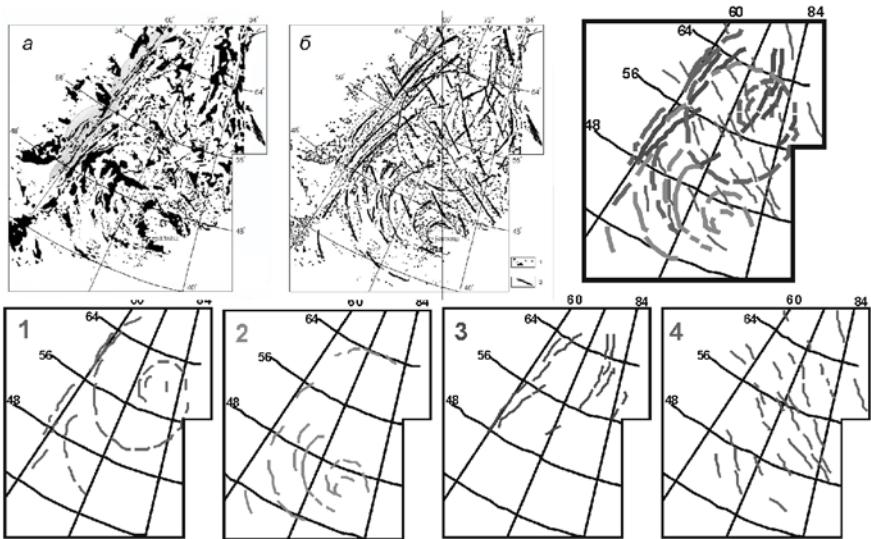


Рисунок. Схемы составляющих структуры магнитных полей центрального сектора севера Евразии, связанные с распределением базитовых, базит-гипербазитовых магматитов: а) бинарная модель магнитного поля; б) составляющие бинарной модели, отвечающие квазиспрединговым и квазиостроводужным проявлениям раннего–среднего (1) и среднего–позднего (2) палеозоя, грабен-рифтовым трапам базальтов позднего палеозоя–мезозоя (3), платформенной активизации мезозоя–кайнозоя (4)

падной Сибири... Возраст базальтов Обского палеоокеана ... составляет 230 ± 10 млн лет» [1, с. 7]. Четвертая структурная составляющая бинарного магнитного поля объединяет скрытые, но достаточно выраженные, дискретно-линейные, мозаично-направленные зоны магнитных аномалий. Они имеют северо-западную направленность, распределяясь, вероятно, по касательной к глобальной аномалии и соответствующим ей региональным магнитным полям Восточно-Сибирской плиты. Данная структурная составляющая наложена и осложняет ранее выделенные структуры магнитных полей. Это, возможно, вызвано мезозойско-кайнозойской серией магматизма, представленной проявлениями магм и флюидизатов различного состава [2].

Отражаемые в бинарной модели региональные магнитные поля, разделенные на главные структурные составляющие и привязанные к определенной последовательности магматизма в фанерозое, заслуживают дальнейшего обсуждения. Так, можно представить, что глубинные флюидо-энергетические потоки (плюмы) экспонируются в верхней части разреза земной коры образованием магнитных минералов. Дискретные составляющие ферромагнитных проявлений фанерозойских экспо-

зиций определяются $P-T$ -условиями, структура которых предопределена блоково-линейными неоднородностями литосфера и неоднородностями вязких потоков в мантии. Физико-механические и физико-химические процессы в этих средах раскрываются в развивающемся новом направлении геофизики, изучающим вихревую динамику литосферы [5]. В рамках уже сложившихся представлений допустим анализ соотношения коровых и мантийных структур через их отражение в бинарных изображениях магнитных полей, что можно учитывать при реконструкции плейт- и плюм-механизмов в формировании континентальной литосферы центрального сектора севера Евразии. Модель такой взаимосвязи включает взаимодействие колец-солитонов в сочетании с конвенктивными и кондуктивными ячейками коро-мантийного плюма с погружением литосферы (северный концентрический сектор структуры бинарного поля) и подъема (южный концентрический) с перемещением континентальной литосферы в раннем–среднем фанерозое над нижнemanтийным плюмом. В познефанерозойском коро-мантийном отображении развитие региона происходит под влиянием глобального солитона Центральной Сибири. Региональные и локальные кольца-солитоны контролируют скопление различных полезных ископаемых и это находит отражение в структурах магнитных полей.

Так, эпицентр углеводородных проявлений в осадочных бассейнах Западной Сибири расположен на пересечениях направленности составляющих магнитных полей разной пространственно временной генерации. Но он не отражается в морфоструктуре поверхности М. Полигенная и полихронная рудная минерализация Урала согласуется с субмеридиональной направленностью аномалий в первых трех составляющих магнитного поля и отвечает Уральской линзе коро-мантийной смеси. Эти и другие элементы строения земной коры не всегда устойчиво коррелируются с поверхностью М, интегрально отображающей геодинамику региона. Они могут получить тектонофизические и минерагенические пространственно временные интерпретации с учетом привлечения анализа выделенных составляющих магнитного поля.

Литература

1. Аплонов С.В. Мезозойская палеогеодинамика севера Западно-Сибирской плиты // Актуальные проблемы тектоники СССР: Тез. докл. XX Всесоюзн. тект. совещания. М.: Ротапринт ГИНа, 1987. С. 5–9.
2. Виноградов А.М. Структура магматических серий и глубинное строение Центрального сектора севера Евразии // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 619–622.

3. Виноградов А.М. Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 182 с.
4. Виноградов А.М., Рапонорт М.С., Рыжий Б.П., Сериков Л.И. Положение Урала в структурах Евразии // Докл. РАН. 1999. Т. 365. № 4. С. 619–622.
5. Дмитриевский А.Н., Володин И.А., Шипов Г.И. Энергоструктура Земли и геодинамика. М.: Наука, 1993. 154 с.
6. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 297 с.

А.А. Гаврилов¹

Гомологический ряд морфоструктур центрального типа деструктивных этапов тектогенеза Востока Азии

Геоморфологическое и тектоническое строение впадин Охотского, Японского, Желтого и Южно-Китайского морей характеризуется рядом общих черт. В их центральных частях располагаются остаточные горсты и реликты тектономагматических, вулкано-плутонических и интрузивно-купольных поднятий, которые обрамлены системами глубоководных впадин, прогибов, грабенов. Это определяет общую радиально-концентрическую зональность высот рельефа, размещения морфоструктурных элементов и распределения осадочного чехла.

В центре Охотоморской котловины находится серия поднятий (Центрально-Охотское, Кашеваровское, Срединно-Охотское, Института Океанологии, Академии Наук), в Японском море – возвышенность Ямато, в Желтом море и прилегающих впадинах – Шаньдуньский массив, в Южно-Китайском море – Наньшанское поднятие. Все эти относительно приподнятые фрагменты фундамента сложены дислоцированными комплексами пород докайнозойского возраста, среди которых велика роль магматических образований. Состав и возраст их различен. В Охотском море они представлены гранитоидами и эфузивами (андезиты, риолиты и др.) позднего мела. В пределах возвышенности Ямато развиты позднепалеозойские гранитоиды, риолиты позднемелового и эфузивы смешанного состава олигоцен-миоценового возраста. В строении других поднятий центральной части дна Японского моря (Кито-Оки, Оки и др.) принимают участие близкие по составу и возрасту комплексы пород [4], которые свидетельствуют о заложении Япономорской впадины на коре континентального типа.

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

В Шаньдуньском остаточном горсте, помимо архейских метаморфических комплексов фундамента Китайской платформы и блоков юрско-меловых осадочных пород, установлены массивы протерозойских и мезозойских гранитоидов [3], характерные для Корейского щита, трансформированного в мезозое в магматический свод.

В Южно-Китайском море наряду с Наньшаньским и Парасельским тектономагматическими поднятиями, основу которых образуют позднемеловые вулканические центры, выделяются мезозойский гранитный купол о. Хайнань и ряд остаточных горстов сложенных мезойскими осадочными комплексами [3]. По сейсмическим данным и гравиметрическим характеристикам земная кора центральных участков рассматриваемых окраинных морей принадлежит к субконтинентальному подтипу. Имеющие геологические данные позволяют оценивать все рассмотренные поднятия как фрагменты континентальной окраины Евразии, которые оказались наиболее устойчивы к процессам деструкции, базификации и не подверглись опусканию в период активного развития цепочки морских котловин Западно-Тихоокеанской зоны рифтогенеза [6].

Располагающиеся вокруг центральных поднятий дуговые системы глубоководных впадин характеризуются максимальными мощностями рыхлых отложений кайнозойского возраста. Например, в ряде районов Охотского морей мощности осадочных толщ достигают восьми и более километров [7]. В Японском и Южно-Китайском морях в центральных впадинах фиксируется аномально высокий тепловой поток, установлены ареалы позднекайнозойских базальтоидов. На картах гравитационного поля наиболее погруженным участкам дна соответствуют положительные аномалии, соотносимые с выступами астеносферы. Существующие геофизические материалы о глубинном строении окраинных морей позволяют предполагать активное участие мантийных инъективных дислокаций (плюмы, диапиры) в их формировании [5, 7 и др.]. Именно они являются главными источниками энергии и вещества при магматической и метаморфической базификации континентальной коры.

Наличие на Востоке Азии нескольких крупных ингрессий, циклов осадконакопления и орогенеза, чередование явлений кислого и базитового магматизма подтверждает представления о древности Тихоокеанской мегавпадины и периодическом возникновении окраинно-континентальных морей. Только в мезозое–кайнозое установлено несколько крупных инверсий (триас – средняя юра, эоцен, миоцен) и циклов деструктивного тектогенеза, которые на начальных этапах характеризовались усилением тенденций дифференцированности тектонических движений, увеличением контрастности палеорельефа. Переломным моментом в истории развития эндогенного рельефа территории юга Дальнего Востока и прилегающих районов, акваторий можно считать эоценовую эпоху. Завершение орогенных процессов и начальные этапы инверсии

тектонического режима сопровождались деструкцией земной коры континентальных окраин, заложением рифтогенных межгорных впадин, котловин окраинных морей, проявлением базальтоидного вулканизма. Активное, хотя и дифференцированное, прогибание межгорных впадин и морских котловин продолжалось в миоцене, плиоцене, плейстоцене и голоцене. Существующая в настоящее время цепочка окраинных морей (как единая тектоническая система) отражает лишь очередной этап растяжения и деструкции азиатской ветви Тихоокеанского подвижного пояса при определяющей роли процессов рифтогенеза и мантийного диапирисма.

Принципиально сходные черты гипсометрической и структурной радиально-концентрической зональности отмечаются и для некоторых рифтогенных впадин Нижнего и Среднего Приамурья. В центральной части кольцевой Удыльско-Кизинской депрессии отчетливо проявлен Киселевский остаточный горст. Он сложен дислоцированными породами юрского, ранне- и позднемелового возраста при участии позднемеловых гранитоидов орогенной стадии тектогенеза. Специфическая черта Нижнеамгуньской депрессии – Тахтинский блок, соотносимый с рядом позднемеловых интрузивных куполов. Небольшой остаточный горст с юрскими породами фундамента выделяется в центральной части кольцевой Чукчагирской депрессии – элементе Охото-Амурской рифтогенной системы впадин и депрессий. Реликтовые по своей природе поднятия расположены также в центральной части крупной Средне-Амурской межгорной впадины. Здесь известны Укур-Шокманское и Хехцирское тектономагматические поднятия, сложенные дислоцированными породами складчатого основания триасового, юрского, раннемелового возраста при участии гранитоидных массивов позднего мела [2]. Имеющиеся материалы говорят о том, что радиально-концентрическое строение и геоморфологическая зональность анализируемых впадин окраинных морей и межгорных депрессий во многом обусловлены консервативностью и устойчивостью (к явлениям деструкции и базификации) докайнозойских элементов структурного плана, многие из которых развивались как области консолидации и гранитообразования. Ранее уже обращалось внимание на феномен аномальной устойчивости к процессам деструкции и базификации гранитоидных куполов и поднятий на дне Японского и Охотского морей [1].

Образование остаточных поднятий в центральных частях межгорных впадин и котловин морей может быть вызвано рядом тектонических процессов: 1 – повышенной устойчивостью гранитных куполов и тектономагматических поднятий (обладающих изостатическим потенциалом) к процессам базификации при рифтогенной деструкции и разрушении орогенных сводов в позднем кайнозое; 2 – развитием мантийных диапиров на участках реализации раздвигов и соудивовых раздвигов, которые формируют радиально-концентрическую сеть разрывных

нарушений, изометричные контуры впадин и избирательно влияют на их блоковое строение; 3 – бифуркацией и виргацией крупных разломов (раздвигов, сдвиги-раздвигов) рифтовых зон, облекающих жесткие структуры с повышенной мощностью земной коры; 4 – характером взаимодействия рифтогенных зон растяжения и глубинных инъективных дислокаций, обособлением ранее наиболее приподнятых гранитизированных блоков при дифференцированных тектонических опусканиях в наложенных впадинах.

При сходстве геометрии, морфологической зональности и внутреннего строения не все соотносимые элементы окраинных морей и межгорных впадин Востока Азии равны, поэтому для их описания и сравнительного изучения используется такой термин, как гомология. Существование морфологической и структурной гомологии позволяет предполагать гомологию динамическую, т. е. сходство механизмов формирования очаговых структур деструктивных этапов развития Востока Азии при существенных различиях масштабов проявления базитового магматизма, мантийного диапиризма и глубин заложения энергогенерирующих центров. На основании проведенных исследований выделяется гомологический ряд морфоструктур центрального типа деструктивных этапов тектогенеза Востока Азии, который объединяет различные по параметрам, иерархии и генотипу объекты (изометричные окраинные моря, межгорные впадины, вулкано-тектонические депрессии с базитовым профилем магматизма). Происхождение их так или иначе связано с глубинными инъективными дислокациями, формирующимиися в условиях растяжения при повышенной проницаемости литосферы.

Литература

1. Гаврилов А.А. Феномен аномальной устойчивости к процессам деструкции и базификации гранитоидных куполов и поднятий на дне Японского и Охотского морей // Геология морей и океанов. Мат-лы Межд. науч. конф. (школы) по морской геологии. Т. 5. М.: ГЕОС, 2009. С. 25–30.
2. Геологическая карта Дальнего Востока СССР и прилегающих акваторий М 1: 1500 000. ВСЕГЕИ, 1991.
3. Геологическая карта Мира М 1: 15 000 000 / Гл. ред. Б.А. Яцкевич. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
4. Геологическая карта дна Японского моря М. 1:250000 / Ред. И.И. Берсенев, Л.И. Красный. Владивосток: ТОИ ДВНЦ РАН, 1984.
5. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Гл. ред. Г.Б. Удинцев. М.; СПб., 2003. 192 с.
6. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюлл. МОИП. 1988. Отд. геол. Т. 63. Вып. 4. С. 3–15.
7. Тектоническое районирование и углеродный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.

Ранняя альпийская эволюция Украинских Карпат

Триас-юрский этап геологической эволюции Карпат характеризуется отделением микроконтинентальных террейнов от Пангеи, дальнейшим их сближением, коллизией между собой, а в мел-палеогеновый период – с Евразией. Сложная история развития региона обуславливает локальные (конвергентные, дивергентные и границы скольжения) взаимодействия микроконтинентальных террейнов.

Исследования последних десятилетий дали возможность рассмотреть геологическое строение и тектоническую эволюцию Карпат с позиций современного мобилизма и террейнового анализа [3–5 и др.]. В Украинских Карпатах выделены комплексы, принадлежащие: а) двум микроконтинентальным террейнам – Тиссии-Дакии (кристаллические массивы Внутренних Восточных Карпат – Мармарошский и др. массивы) и АЛКАПА (кристаллические массивы Западных Карпат); б) Пиен-нинской и Предмармарошской сутурным зонам, ограничивающим эти террейны; в) Карпатской флишево-молассовой аккреционной призме (Внешние Карпаты), образованной при сближении микроконтинентальных террейнов с Евразией и субдукции (суб)океанической и, вероятно, континентальной коры основания Карпатского флишевого бассейна [3].

В сообщении кратко рассмотрены некоторые черты структурно-вещественной эволюции комплексов части Карпатской аккреционной призмы, сформированной перед фронтом Тиссии-Дакии (Мармарошского массива). Эта автономно развивающаяся структура названа Предмармарошской призмой. Она состоит из Каменнопотокского, Раховского, Буркутского (Поркулецкого), Красношорского, Свидовецкого и Чорногорского тектонических покровов, сложенных мел-палеогеновым флишем, сорванным со своего основания. Покровы последовательно надвинуты друг на друга и, общим пакетом, – к северо-востоку на более внешние тектонические единицы. Первые три покрова рассматриваются как Предмармарошская сутурная зона. В зоне развиты тектонические клипсы юрско-неокомских известняков и базальтоидов, которые являются остатками седиментационного ложа флишевого бассейна. Кроме продольных разрывных структур, в Карпатах выделяют крупные попечевые и диагональные зоны дислокаций. Существование их прогнозировалось по геофизическим данным [8], результатам анализа фундамента Украинских Карпат [2, 7], итогам геологосъемочных исследований складчатого чехла [1].

¹ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, Украина

² Львовський національний університет імені Івана Франка, Львов, Україна

По материалам полевых работ и результатам дешифрирования космоснимков в западном сегменте Украинских Карпат зафиксирована субмеридиональная Латорицко-Стрийская сдвиговая зона (shear zone). Ее характерными элементами являются наличие объемных тел (линз-дуплексов) слабодислоцированных пород, ограниченных полосами (шириной до десятков и сотен метров или первых километров) тектонических брекчий, меланжа, мелких складок, других тектонитов [5]. На ее южном продолжении размещается Оашский разлом, который делит Закарпатскую впадину на две части, и вдоль которого неогеновые вулканы Вигорлат-Гутинской гряды резко изменяют простирание с субкарпатского на антикарпатское, субмеридиональное. Северным продолжение Латорицко-Стрийской сдвиговой зоны есть Перемышльская сигмоида – крупный изгиб фронтальной части надвига Карпатского орогена [5]. Латорицко-Стрийская сдвиговая зона находится на границе двух сегментов Карпат: Западного и Восточного. В Западных Карпатах флишевые покровы образовывались перед фронтом массива Центральных Западных Карпат (террейна АЛКАПА), в Восточных Карпатах – перед фронтом Мармарошского массива (террейна Тиссия-Дакия).

В начальные этапы альпийской геологической истории террейны АЛКАПА и Тиссия-Дакия были окружены и частично перекрыты молассоидными образованиями верхнепалеозойского-триасового возраста. Они по простиранию и вверх по разрезу наращивались мощными псаммитовыми, пелитовыми, хемогенными карбонатными и кремнистыми фациями, которые прорваны и/или перекрыты магматитами триасово-нижнемеловых закарпатского, угольского, раховско-чичинского и нижнемеловых тростняецкого и вульховчинского комплексов. Закарпатский комплекс представлен субщелочными натровыми и калий-натровыми высокожелезистыми мезократовыми умеренно- и высоко-глиноземистыми базальтами, метадолеритами, щелочными туфами и лавами пикритов. В породах отмечено повышенное содержание некогерентных литофильных элементов: рубидия, ниобия, тория, бария, циркония, стронция [9]. Нормальные низкожелезистые низкоглиноземистые меланократовые лерцолиты угольского комплекса имеют высокие содержание оксида магния, что сближает их с бонинитами. Для них отмечены повышенные концентрации бария и тория. Кроме ультраосновных пород, в комплексе есть натровые нормальные высокожелезистые умеренноглиноземистые метадолериты, обогащенные элементами литофильной группы, ванадием, цинком, свинцом, ураном [6, 9]. Ультрамагниты угольского, как и чичинского, комплекса принадлежат нормальному ряду и имеют характеристиками спрединговых океанских геодинамических обстановок. Среди пород раховского комплекса отмечены субщелочные калий-натриевые и натровые базальтоиды. Они обеднены феримагнезиальными элементами и обогащены цинком, свинцом, ура-

ном, лиофильными элементами, в частности, рубидием барием торием, стронцием [9]. Анализируя петрогохимические параметры магматитов, мы обратили внимание на то, что среди пород всех комплексов выделяются ассоциации с повышенной щелочностью и обогащенностью крупнокатионными компонентами, высокой глиноземистостью, умеренной и повышенной магнезиальностью, высоким содержанием титана и фосфора. Эти параметры носят "гибридный" характер, и делают породы близкими к петротипам присдвиговых транстенсивных структур.

В тростянецком комплексе фиксируют две формации вулканитов: субщелочно-базальтоидная калий-натровая (слабо дифференцированная, состоящая из субщелочных базальтоидов, трахиандезитов) и базальт-трахитовая натрий-калиевая (бимодальная дифференцированная, включающая щелочные и субщелочные базальтоиды-трахиадизиты). Выборка вулканитов тростянецкого комплекса на факторной диаграмме распадается на две группы пород с совершенно разными корреляционными связями оксидов. В выделенных полях первой группы кристаллизация пород шла по тренду Фэннера, в полях второй – по тренду Боуэна. В образовании вулканитов принимали участие магмы разных источников. Один тип магм указывает на снижение скорости растяжения присдвигового Примармарошского бассейна, другой тип магм, по-видимому, образовался в локальных окнах ("slab-window") отступающего субдукционного слэба.

Нижнемеловой вульховчинский комплекс является единицей Пиенгинской сутурной зоне. Его щелочные умеренноглиноземистые мезократовые с калиевой сериальностью трахидолериты прорывают верхнеюрские известняки. Они обогащены стронцием, цирконием, ниобием, барием и сильно обеднены хромом, никелем, скандием [6, 9]. В геодинамическом аспекте отмеченные петрогохимические параметрыближают эти вулканиты с плитными. Энсиалический характер вульховчинского комплекса, как и тростянецкого, может свидетельствовать о снижении скорости растяжения и периферийном его положении в присдвиговом бассейне растяжения. Закарпатский комплекс имеет характеристики похожий на те, которые описаны для предыдущих структурно-вещественных единиц.

Исследования температур в Украинских Карпатах показали, что плавление вещества мантии происходило за счет понижения давления при деструкции литосфера в процессе рифтогенеза [6].

Таким образом, в Пиенгинской и Предмармарошской сутурных зонах Украинских Карпат отмечены триасово-нижнемеловые магматиты основного состава, которые имеют "смешанные" петрогохимические характеристики, которые свидетельствуют о спрединговых, субдукционных и плитных обстановках. Последующие тектонические процессы сделали латеральное размещение магматитов с разными параметрами

крайне неравномерным. Современное пространственное положение магматических комплексов и их петрогохимическая специализация свидетельствуют о высокой вероятности формирования в триас-юрское время сдвиговых рифтогенных структур (*pull-apart basins*) с корой океанического и субокеанического типа. В присдвиговых бассейнах растяжения до становления магматических комплексов накапливались молассоидные ассоциации пород, которые по простирианию быстро переходили к более мощным тонкообломочным и пелитоморфным образованиям. После магматического этапа в присдвиговых транстенсивных бассейнах сложились благоприятные условия для активного турбидитного осадконакопления. Структурными признаками палеостановок скольжения являются их приуроченность к границам микроконтинентальных террейнов АЛКАПА и Тиссия-Дакия. Они размежованы Латорицко-Стрийской сдвиговой зоной, существование которой давно предполагалось. В восточной части Примармарошской призмы развивалась Тячево-Надворнянская сдвиговая зона [9]. Правые сдвиги широко, а левые локально, развиты в Альпийско-Гималайском поясе Евразийского континента. Сдвиговый характер имеет переход от континента к океану в Приморье и, в целом, на востоке Азии. Структурно-вещественные комплексы обстановок скольжения микроконтинентальных террейнов характеризуют и триас-юрский этап развития Украинских Карпат.

Литература

1. Бызова С.Л., Беэр М.А. Основные особенности тектоники Советской части флишевых Карпат // Геотектоника. 1974. №6. С. 82–94.
2. Глушко В.В. Тектоника инфегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.: Недра, 1968. 263 с.
3. Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки // Геодинаміка. Львів: Видавництво Львівської політехніки. 2011. № 1 (10). С. 47–57.
4. Гнилко О., Мацьків Б., Тернавський М. Про геологічне положення та умови формування тріас-юрських відкладів Чивчинських гір (Українські Карпати) // Геологія і геохімія горючих копалин. 2007. № 2. С. 83–99.
5. Гнилко О.М. Про зсуvinу зону в західній частині Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. 2011. № 3–4. С. 68–80.
6. Медведев А.П., Варичев В.С. Пра-Карпати (конструкція і деструкція). Львів, 2000. 115 с.
7. Павлюк М.І., Медведев А.П. Панкардія: проблеми еволюції. Львів: Ліга-Прес, 2004. 94 с.
8. Субботин С.И. Глубинное строение Советских Карпат. Киев: Изд-во АН УССР, 1955. 260 с.
9. Тектоно-магматическая эволюция Карпат / Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З. и др. Киев: Наук. думка, 1995. 132 с.

Мантийный диапиризм как причина формирования новообразованных впадин Средиземноморья и окружающих центробежно-вергентных складчато-покровных орогенов

Сближение Афро-Аравийской и Евроазиатской литосферных плит в новейшее время вступило в этап «притирания» континентальных блоков, когда им уже затруднительно или просто невозможно плотно «припаяться» друг к другу, подобно обломочным зернам, между которыми остается поровое пространство, и это межконтинентальное «поровое» пространство должно быть заполнено каким-то «цементом».

Таким «цементом» являются (рисунок):

1. Остаточные периодические впадины океана Тетис – Ионическая (И) и Левантанская (Л). Их океаническая кора продолжает субдукционировать под Евроазиатскую плиту, в виде трех зон субдукции – Сицилийско-Калабрийской (15), Эллинской (16) и Кипрской (17), образующих гирлянды, выпуклые в южных румбах.

2. Новообразованные впадины: Альборанская (Ал), Алжиро-Прованская (А-П), Тирренская (Т), Паннонская (П), Эгейская (Э). Они образуют своеобразную цепь и окружены извилистым контуром складчато-покровных сооружений, вергентность которых

направлена во внешнюю (по отношению к впадинам) сторону: Магрибы (1), Апенины (2), Южные Альпы (3), Динаиды (4), Эллиниды (5), Тавриды (6), Понтиды (7), Балканы (8), Карпаты (9), Восточные Альпы (10), Западные Альпы (11), сооружения Корсики (12), Бетиды (13). Этот контур образует «залив» в виде дивергентных Пиренеев (14) и «пережим» в виде главной тектонической линии Альп, разделяющей северо- и западно-вергентные Восточные и Западные Альпы и восточно- и южно-вергентные Южные Альпы. Весьма примечательно, что разрывы в этом контуре восполняются упомянутыми зонами субдукции, с сохранением направления вергентности.

Кратко охарактеризованный выше структурный рисунок Средиземноморья дает основания полагать, что в его становлении и эволюции на новейшем этапе принимали участие три процесса:

1. **Субдукция** остаточной части океанической коры океана Тетис.
2. **Коллизия** пришедших в соприкосновение континентальных масс.
3. **Мантийный диапиризм**. Его причиной является повышенный тепловой поток, неизбежный при сближении континентов, представ-

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

² Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия

ляющих собой как бы «тепловой экран». Повышенный тепловой поток в области «не до конца сблизившихся континентов» в зоне их коллизии снижает контраст вязкости между астено- и литосферой, а инверсия плотности между этими геосферами стимулирует конвекцию, которая при повышенных числах Рэлея ($>10^4$) принимает форму относительно изометричных в плане мантийных диапиров. Субдукция и коллизия создают обстановку общего горизонтального сжатия, которая, как показывают компьютерное [10] и физическое [1] моделирование: 1) резко ускоряет процесс конвекции; 2) синхронизирует его в масштабе Средиземноморья.

Мантийный диапиризм представляет собой восходящий мантийный поток, который компенсируется поверхностным горизонтальным центробежным потоком. Этот последний на границе с континентальными форландами вызывает формирование антивергентных складчато-покровных сооружений и передовых прогибов на их фронте. На границе же с упомянутыми остаточными океаническими впадинами он компенсируется формированием резко асимметричных, «падающих» в сторону диапира прогибов (такие прогибы смоделированы в Лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ [8]). В верхней части это – глубоководные желоба и островные дуги, а на глубине – зоны субдукции, дугообразные в плане.

Упомянутый выше «пережим» в цепи средиземноморских впадин обусловлен соответствующим «пережимом» в цепи мантийных диапиров на глубине (см. рисунок). Этот «пережим» в первую очередь вызван действием Апульского индентора, сформировавшего Альпийский «перешеек» между Тирренской и Паннонской впадинами.

Мантийный диапиризм и подъем крупномасштабных мантийных плюмов выражают явление гравитационной неустойчивости на границе астеносфера–литосфера и особенно ярко проявляются в периоды тектально-магматической активизации. Поднимающиеся астеносферные массы и связанные с ними потоки тепла являются ключом к пониманию процессов формирования и эволюции земной коры, а также процессов нефтегазоносности.

Движение астеносферы отражается в поверхностных геофизических полях – геотермическом, гравитационном, электромагнитном. Наличие расплавленных астеносферных масс подтверждается сейсмическими данными, в том числе сейсмотомографией.

Движение дневной поверхности над поднимающимся мантийным диапиром фиксируется сменой режимов осадконакопления и строением осадочного чехла. Подъем диапира отражается в строении фундамента и форме границ Мохо и Конрада.

Анализ всех имеющихся геолого-геофизических данных позволяет построить термомеханическую модель эволюции литосферы над подни-

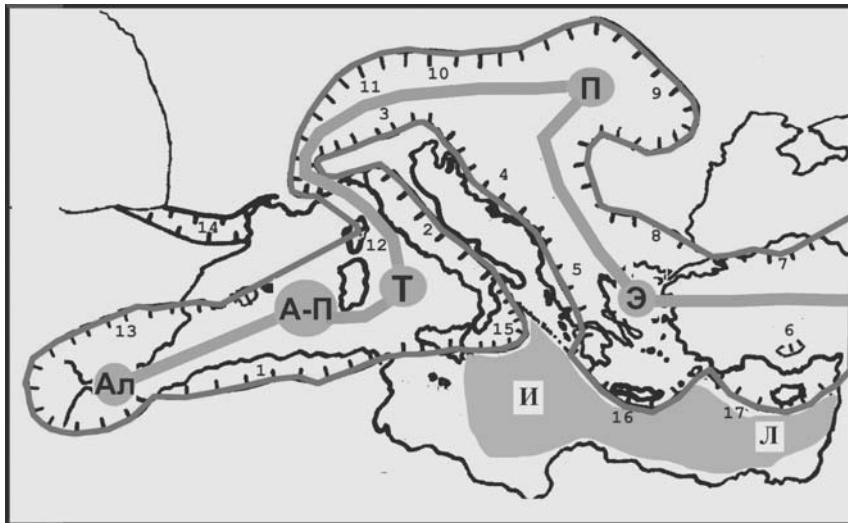


Рис. 1. Схема зон надвигов и зон субдукции, опоясывающих новообразованные внутренние бассейны в Альпийско-Средиземноморском горно-складчатом поясе (подробности в тексте)

мающимся мантийным диапиром на основе модели многослойной высоковязкой жидкости. Анализ полученных решений показывает, что в зависимости от соотношения между определяющими параметрами, такими как вязкость, плотность и мощность слоев, форма диапира и скорость его подъема, на дневной поверхности могут формироваться структуры сводового поднятия или депрессии. Если скорость подъема диапира достаточно велика или диапир поднялся близко к поверхности, то над ним формируется сводовое поднятие. Если скорость подъема невелика при достаточно толстой литосфере, то формируется структура депрессии. Глубина погружения фундамента осадочного бассейна определяется механическими, геотермическими и петрологическими факторами. При достаточной мантийной активности возможна дальнейшая смена режима прогибания на режим формирования сводового поднятия и даже излияния базальтов. Общая картина движений может осложниться наличием фоновых горизонтальных движений. При аналитическом решении задачи удается найти критические параметры, связывающие динамику мантийных движений с эволюцией рельефа поверхности [2–7, 11–17]. Построение законченной геодинамической и термо-механической модели дает возможность рассчитать поля температур и напряжений в процессе эволюции геологических структур и оценить параметры нефтегазогенерации (температурно-временной индекс, окно нефтегазогенерации, термонапряжения) в динамике.

Заключение. Причиной формирования новообразованных впадин Средиземноморья и окружающих центробежно-вергентных складчато-покровных сооружений является мантийный диапиризм, возникающий вследствие инверсии плотности в геосфере астеносфера+литосфера на фоне увеличения теплового потока. По классификации одного из авторов [8, 9], этот процесс относится к геодинамической системе 3-го ранга (ГС-3). Субдукция и коллизия (соответственно, ГС-2 и ГС-1) при сближении Африки и Евразии играют роль катализатора мантийного диапиризма.

Литература

1. Егоров А.К., Жантаев Ж.Ш. Деформация поверхности земной коры как результат инверсии плотности и тангенциальных тектонических движений слоистых тощ // Теоретические вопросы исследования современных движений земной коры. М., 1980. С. 78–86.
2. Занемонец (Свалова) В.Б., Котелкин В.Д., Мясников В.П. О динамике литосферных движений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 4. С. 43–54.
3. Свалова В.Б., Шарков Е.В. Формирование и эволюция задуговых басейнов Альпийского и Тихоокеанского поясов (сравнительный анализ) // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 49–63.
4. Свалова В.Б. Геотермический режим литосферы и решение обратной задачи геодинамики // VI Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». М., 2003.
5. Свалова В.Б. Термо-гравиметрическая модель Прикаспийской впадины // Мониторинг. Наука и технологии. 2012. № 1 (10) С. 43–47.
6. Свалова В.Б. Термомеханика литосферы, нефтегазоносность и решение обратной задачи геодинамики // Мониторинг. Наука и технологии. 2012. № 3 (12). С. 21–24.
7. Шарков Е.В., Свалова В.Б. О возможности вовлечения континентальной литосферы в процесс субдукции при задуговом спрединге // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 118–131.
8. Goncharov M.A. Quantitative correlation between geodynamic systems and geodynamic cycles of various ranks // Geotectonics. 2006. V. 40. N 2. P. 83–100. DOI: 10.1134/S0016852106020014
9. Goncharov M.A. Plate tectonics as a component of geodynamics of hierarchically subordinate geospheres: Chapter 3 in the book “Horizons in Earth Science Research. Volume 5”. New York: Nova Science Publishers, 2011. P. 133–176.
https://www.novapublishers.com/catalog/product_info.php?products_id=31679
10. Ismail-Zadeh A.T., Huppert H.E., Lister J.R. Analytical modelling of viscous diapirism through a strongly non-Newtonian overburden subject to horizontal forces // Journal of Geodynamics. 2001. V. 31. N 5. P. 447–458.
11. Sharkov E., Svalova V. Geological-geomechanical simulation of the Late Cenozoic geodynamics in the Alpine-Mediterranean mobile belt // New Frontiers

in Tectonic Research – General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs. Croatia: INTECH, 2011. P. 18–38.

12. Svalova V.B. Mechanical-mathematical models of the formation and evolution of sedimentary basins // Sciences de la Terre. Ser. Inf. 1992. N 31. P. 201–208.

13. Svalova V.B. Mechanical-mathematical simulation of geological structures evolution // Geoinformatics. 1993. V. 4. N 3. P. 153–160.

14. Svalova V.B. Thermomechanical modeling of geological structures formation and evolution on the base of geological-geophysical data // Proceedings of the Third Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology IAMG'97. Part 2. Barcelona (Spain), 1997. P. 1049–1055.

15. Svalova V. Mechanical-mathematical modelling for the Earth's deep and surface structures interaction // Proceedings of International Conference IAMG. Berlin, 2002.

16. Svalova V.B. Geothermal regime of the lithosphere and geological structures evolution. Thermomechanical modelling // Материалы Международной конференции «Тепловое поле Земли и методы его изучения». Москва, 2002. С. 266–270.

17. Svalova V.B. Geological structures as reflection on mantle convection and plumes // Abstracts of the EGS 27 General Assembly. Nice (France), 2002.

**А.С. Ефимов¹, А.С. Сальников¹, А.Н. Диценко^{2,3},
Б.Ф. Шевченко², М.В. Горошко²**

Структура и эволюция литосферы области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль 3-ДВ Сковородино – Томмот

В рамках федеральной целевой программы МПР РФ по созданию глубинных опорных профилей на территории России в последние годы, вдоль центральной части изучаемого участка литосферы по линии п. Сковородино – п. Томмот, проведены комплексные геолого-геофизические исследования: сейсмические (ГСЗ, МОВ-ОГТ), геоэлектрические (МТЗ), петрофизические, газогеохимические. С учетом ранее полученных данных (широкополосное ГСЗ, грави- и магнитометрические, гео-

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья МПР РФ, Новосибирск, Россия

² ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

³ ФГБУН Геологический институт РАН, Москва

электрические, петрофизические) были построены структурно-геофизические, а затем и комплексные геолого-геофизические модели литосферы.

Тектонические построения получили новое содержание с учетом результатов, полученных в полосе профиля с помощью глубинных геофизических методов. Выполненные исследования значительно расширили наши представления о глубинной тектонике региона, характере и морфологии границ различных структурно-формационных комплексов и их поведении на глубине. Становая гранит-зеленокаменная область имеет отличающиеся глубинные характеристики коры и литосферной мантии от таковых Алданской гранулит-гнейсовой области. Кора первой – трехслойная, тогда как второй – двуслойная.

Отчетливо выделяются разломы, имеющие мантийные корни, и внутрикоровые. Часть разломов, которые ранее считались коровыми, переведена на основании новых данных в разряд мантийных – Русский, Эльконский, Хаирский и Гилойский. Выделены участки коры с широким развитием разрывной тектоники, характеризующиеся пониженной скоростью сейсмических волн и высокой проницаемостью для рудоносных растворов.

Основанием разреза является поверхность Мохоровичича, которая прослежена как отраженными, так и преломленными волнами. Средняя скорость распространения сейсмических волн до нее составляет 6.3–6.6 км/с. Границчная скорость вдоль профиля меняется от 7.75 до 8.5 км/с. Пониженные значения скоростей ($V_g = 7.75 \pm 0.10$ км/с) установлены в центральной части Алданской гранулит-гнейсовой области Сибирской платформы, нормальные ($V_g = 8.0$ км/с) – в северной части профиля на участке Алдано-Ленской плиты, в пределах Становой гранит-зеленокаменной области и Селено-Станового аккреционного складчатого пояса Сибирской платформы скорость V_g равна 8.0–8.2 км/с; несколько повышенные значения скоростей ($V_g = 8.1$ –8.3 км/с) установлены под мезозойской Чульманской впадиной (ее южной и центральной части) и высокие с $V_g = 8.3$ –8.5 км/с в южной части профиля в пределах Верхнеамурского наложенного прогиба Центрально-Азиатского тектонического пояса.

Мощность земной коры по профилю (данные ГСЗ) изменяется от 35 км в южной части профиля до 55 км в северной. Увеличение глубины залегания поверхности Мохоровичича от 38–40 км до 44–46 км происходит в Пристановой складчато-надвиговой зоне и южной части Алданского блока. По характеру распределения скоростей в земной коре можно условно выделить 4 слоя: 1) нижний – базитовый, характеризуется значениями скоростей от 6.8 до 7.4–7.6 км/с. Мощность его изменяется от 7–10 км в пределах Станового блока до 12–14 км в пределах Алданского блока и Пристановой складчато-надвиговой зоны. Повышенные значения мощности базитового слоя отмечаются также в области сочле-

нения Аргуно-Мамынского микроконтинента Центрально-Азиатского тектонического пояса и Монголо-Охотского и Селенга-Станового аккреционных складчатых поясов. В пределах Пристановой складчато-надвиговой зоны кровля базитового слоя приподнята до глубин 21–26 км; 2) выше залегает слой со скоростями, характерными для гранулитовых пород ($V_r = 6.4\text{--}6.8$ км/с). Мощность его на большей части профиля не превышает 3–4 км. Лишь в южной и центральной части профиля его мощность повышена до 5–7 км. Под Чульманской впадиной и области сочленения Монголо-Охотского и Селенга-Станового аккреционных складчатых поясов отмечается поднятие верхней границы гранулитового слоя практически до самой поверхности (4–5 км); 3) гранулитовый слой перекрывается пачкой отложений со скоростями $V_r = 5.8\text{--}6.4$ км/с, мощность этого слоя на большей части профиля достаточно большая и достигает 25–28 км. Низкие значения средних скоростей в земной коре в пределах Становой гранит-зеленокаменной области и Пристановой складчато-надвиговой зоны корреспондируют с увеличенной здесь мощностью низкоскоростного гранито-гнейсового слоя в общем составе земной коры. Небольшая мощность гранито-гнейсового слоя в 3–6 км установлена в южной части профиля в пределах Аргуно-Мамынского микроконтинента и под Чульманской впадиной на участке; 4) на гранито-гнейсовом основании по всему профилю залегает мощная пачка низкоскоростных пород ($V = 3.0\text{--}5.8$ км/с). В южной части профиля мощность ее достигает 6–10 км. Большая мощность низкоскоростных пород в 4–6 км отмечается и в пределах Чульманской впадины. В пределах Становой гранит-зеленокаменной области ее мощность составляет порядка 3 км.

Как и для продольных волн, пониженные значения скоростей S-волн отмечаются на в южной и центральной (район Чульманской впадины) частях профиля. На южном участке аномалия пониженной скорости S-волн охватывает не только верхнюю часть коры, как для продольных волн, но и среднюю и нижнюю кору до глубин 30 км.

По соотношению скоростей P- и S-волн в земной коре исследуемого профиля выделяются три слоя: верхняя часть разреза до глубин 5–7 км, средняя кора до глубин 30 км, нижняя часть земной коры (и фрагментарно в центральной части профиля поверхность Мохоровичича). В верхней части земной коры отношения скоростей практически на всем протяжении профиля повышенные до 1.9. В средней части коры на большей части профиля значения отношений скоростей P- и S-волн пониженные до 1.4–1.6.

Представления об эволюции земной коры базируются на палеомагнитных моделях. В частности, для исследуемой территории была получена палеомагнитная модель, основанная на расчете палеомагнитных полюсов. Установленный тренд движения полюсов позволил провести

палинспастические реконструкции террейнов орогенных поясов и платформ в интервале времени от 1770 до 140 млн лет. Особое внимание удалено временному интервалу 240–140 млн лет (наиболее продуктивная металлогеническая эпоха). С этой целью проведены расчеты палеоширот для структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенных между Сибирской и Северо-Китайской платформами.

Известные рудные месторождения и проявления территории связаны главным образом с тремя металлогеническими эпохами – архейской, протерозойской (ранний и поздний этапы) и позднемезозойской.

Архейская – характеризуется, прежде всего, проявлениями уран-ториевой и уран-торий-редкоземельной минерализации, которая локализована в гранитах, гранито-гнейсах, мигматитах, пегматитах, пегматоидах и в скаполит-флогопит-пироксеновых скарноидах.

Раннепротерозойская – представлена месторождениями флогопита, железа, апатита и урана. Всего в районе известно 32 месторождения железных руд и рудопроявлений. В числе крупнейших районов развития урановорудных объектов выделяется Нимнырский блок Алданской гранулит-гнейсовой области. Позднепротерозойская – представлена апатитовыми месторождениями, обогащенными редкоземельными элементами. Апатитовая минерализация связана с карбонатитами.

Позднемезозойская – обусловлена коллизионным, в первую очередь, и внутриплитным магmatизмом. С эпохой связаны крупные и суперкрупные месторождения золота, урана, молибдена и целый ряд более мелких месторождений золота, серебра, молибдена, флюорита, аметиста, свинца, меди, цинка, голубого асбеста и пьезооптического кварца.

В результате анализа связей рудных районов с глубинным строением, магматизмом и другими структурными признаками сформулированы две группы основных критериев выделения рудных районов.

Первая – связана с поверхностными и приповерхностными характеристиками строения земной коры: 1) долгоживущие зоны глубинных разломов нижнекорового и мантийного заложения; 2) участки объемной тектонической проработки земной коры, служившие зонами тепло- и массопереноса при образовании рудных месторождений, интенсивного развития разрывных нарушений; 3) развитие ореолов экстенсивного распространения коллизионных и внутриплитных гранитоидов; 4) зоны градиентов аномального поля силы тяжести и его локальные минимумы.

Вторая – связана с глубинными неоднородностями в строении коры и литосферы, установленными по модельным построениям: 1) области локальных выступов астеносферы и сокращенной мощности литосферы до 100–150 км – оптимальные значения мощности литосферы для различных крупных месторождений полезных ископаемых (Au, Mo, U, Sn, Pb, Zn, W); 2) области повышенной проводимости земной коры (по дан-

ным МТЗ), уходящие корнями в мантию; 3) области аномальных (низкокскоростных) параметров в средней и верхней частях коры, свидетельствующие о её высокой тектонической проработке; 4) зоны и участки земной коры с аномальной плотностью, уходящие корнями в мантию, интерпретируемые как зоны проникновения в земную кору вещества мантии; 5) резкое изменение мощности земной коры (уступы) с амплитудой 2–4 км и более.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее» (проект 12-I-0-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00088а).

Т.А. Емельянова, Е.П. Леликов¹

Суперплюм как один из механизмов формирования окраинных морей Западно-Тихоокеанской зоны перехода (на примере Японского и Охотского морей)

Несмотря на многолетние исследования окраинных морей и наличия многочисленных гипотез, проблема происхождения впадин этих морей по-прежнему остается актуальной. В последние годы все большую популярность приобретает теория суперплюмов или «плюмтектоника», которая сама по себе объясняет многие тектономагматические процессы, проявленные на поверхности Земли, но она также значительно дополняет теорию «плейттектоники» в вопросе механизма движения литосферных плит.

Вулканизм Японского и Охотского окраинных морей и особенно его позднекайнозойские этапы, непосредственно связанные с формированием глубоководных котловин, служат индикатором выявления глубинных механизмов формирования данных морей. Это стало возможным благодаря современным методам анализа и интерпретации химических особенностей вулканических пород, связанных с определением состава крупноионных литофильных (LILE) и консервативных в присутствии водного флюида высокозарядных (HFSE), а также редкоземельных (REE) элементов и изотопов Nd, Sr, Pb, Не и др.

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

Согласно определениям радиоизотопного возраста и химическим особенностям позднекайнозойские вулканиты рассматриваемых морей подразделяются на позднеолигоцен-раннемиоценовый, миоцен-плиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы, неоднократно и подробно описанные авторами ранее [2–4]. По соотношениям La/Sm и Sm/Yb позднеолигоцен-раннемиоценовые (андезитоиды и вулканокластиты) Японского моря и более поздние плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской и Цусимской котловин относятся к производным мантийного источника – шпинелевых перidotитов. Эти породы характеризуются близкими значениями La/Sm (3.33–4.57) и Sm/Yb (1.53–2.10) и низкой степенью частичного плавления (СЧП) – 0.1–3, обусловленной в целом высокой концентрацией несовместимых элементов, повышенными La/Nb отношениями (2–4), а также низкими содержаниями элементов группы Fe – Co, Ni, Cr, V и особенно TiO₂ (менее 1%) и Ta-Nb минимумом. Указанные свойства свидетельствуют о принадлежности этих вулканических образований к производным литосферного источника – континентальной мантии с разной долей участия коры в магмогенерации.

Миоцен-плиоценовые окраинноморские базальтоиды Японского моря отличаются от вышеописанных вулканитов повышенными концентрациями как совместимых элементов группы Fe (Ni, Co, Cr, V и особенно Ti – TiO₂ достигает 2–3%), так и большой группой несовместимых элементов (LILE, HFSE и LREE), обуславливающих весьма низкую СЧП – 0.05–0.1. К характерным особенностям этих пород также относятся значительно пониженные значения отношений Zr/Nb (4.24–9.47), Y/Nb (0.54–1.74) и La/Nb (0.6–0.9), а также Ta-Nb максимум. Отношения La/Nb и Ce/Y демонстрируют причастность этих пород к производным глубинного мантийного источника и отсутствие признаков влияния континентальной коры на магмогенерацию. Все эти химические свойства свидетельствуют о глубинной пллюмовой природе окраинноморских базальтоидов, отражающих максимальную стадию рифтогенеза в Японском море в конце раннего миоцена и пострифтовую стадию в среднем миоцене–плиоцене. Пллюмовая природа этих пород подтверждается также наличием граната в источнике, на что указывают значения соотношений La/Sm и Lu/Hf (на соответствующей диаграмме их фигуративные точки располагаются вблизи тренда гранатовых перidotитов). Но наиболее информативными в этом плане являются концентрации некоторых HFSE. Диаграмма Zr/Y–Nb/Y (см. рис.) демонстрирует принадлежность окраинноморских базальтоидов к производным «пллюмовых» источников (OIB). В то время как большинство позднекайнозойских вулканитов относятся к «непллюмовым» образованиям (DM и EM).

Сравнительный анализ изотопов Sr и Nd показал отличие окраинноморских базальтоидов Японского моря от плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины. На диаграмме соотношения изото-

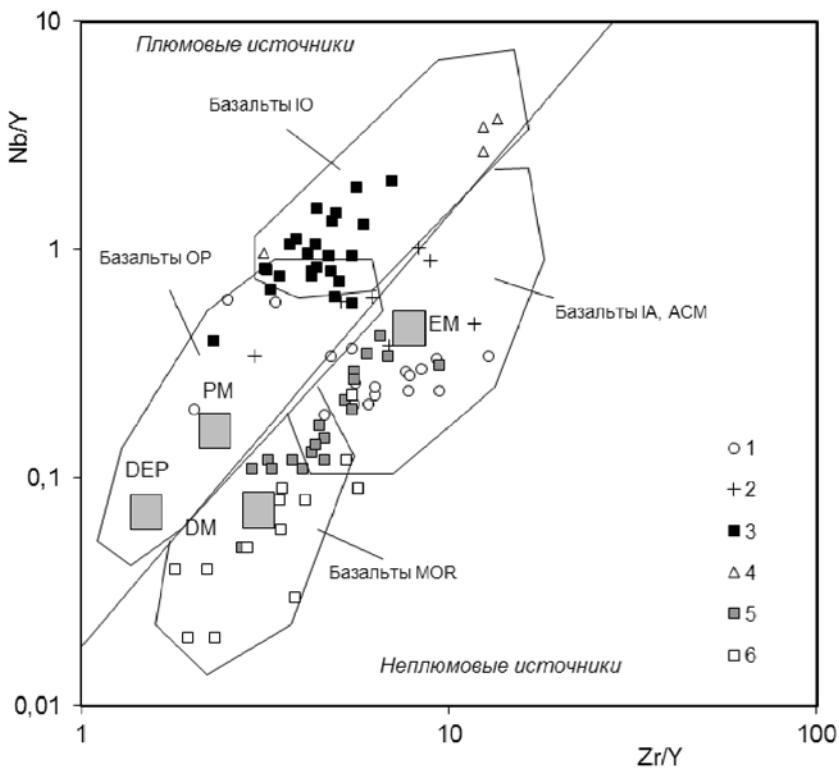


Диаграмма Zr/Y–Nb/Y [1] для позднеолигоцен-раннемиоценовых андезитоидов (1) и вулканокластитов (2), миоцен-плиоценовых окраинноморских (3) и плиоцен-голоценовых щелочных (4) базальтоидов Японского моря; плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины (5) и хребта Витязя (6). Квадратом обозначены: PM – примитивная мантия, DM – малоглубинная деплелированная мантия; DEP – глубинная деплелированная мантия; EM – обогащенная мантия. Многоугольниками обозначены области: IO – океанических островов, OP – океанических плато, MOR – срединно-океанических хребтов, AI – островных дуг, ACM – активных континентальных окраин

пов фигуративные точки базальтоидов группируются в области источника HIMU (OIB), а вулканиты Курильской котловины образуют ряд вдоль мантийной последовательности между источниками DM и EMII.

Нами неоднократно высказывалась точка зрения об одновременном формировании Японской (Центральной) и Курильской котловин как единой Японо-Курильской впадины [2–4] с максимумом тектонических процессов в Японской котловине, где были обнаружены окраинноморские базальтоиды типа OIB, обуславливающие развитие здесь коры

океанического типа, установленной сейсмоакустическими методами [5]. Обнаружение базальтоидов с вышеуказанными химическими свойствами может служить доказательством наличия «горячей точки» под Японо-Курильской впадиной, располагающейся на конвергентной границе плит и связанной с мантийным плюмом – одним из сателитов Тихоокеанского суперплюма по [6].

На ранней стадии формирования Японо-Курильской впадины в позднем олигоцене – раннем миоцене магматические расплавы, скорее всего, формировались в пределах континентальной литосферы под воздействием тепла и флюидов, исходящих от поднимающегося плюма. Максимальный подъем его головной части к поверхности приходится на рубеже конца раннего миоцена и начала среднего миоцена. С этого времени вплоть до плиоцена здесь формируются окраинноморские базальтоиды с «плюмовыми» геохимическими характеристиками.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект № 09-05-98602), ДВО РАН (проект № 12-Ш-А-07-116, № 12-Ш-А-07-122) и ФЦП «Мировой океан».

Литература

1. Войнова И.П. Вулканализм западной Палеопацифики (ретроспекции по аккреционным комплексам Сихотэ-Алиня // Мат-лы Всероссийской конференции. Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: Косыгинские чтения, 12-15 сентября 2011 г. г. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диценко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. С. 21–24.
2. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканализм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 58–69.
3. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Магматизм и его роль в формировании структур окраинных морей Тихого океана // Литосфера. 2010. № 3. С. 21–35.
4. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканализма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 73–94.
5. Карп Б.Я. Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России / Под ред. М.Н. Алексеева. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.
6. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Закономерности пространственного распределения «горячих точек» в мантии современной Земли // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 654–658.

Признаки океанизации в новейшей эволюции активной континентальной окраины (Камчатка)

Новейшая структура Камчатки (в плиоцене–квартере) представлена сочетанием структур орогенеза (горообразования) и рифтогенеза [8]. Структуры орогенеза слагают центральную меридиональную часть плато (Срединный массив и часть смежных более молодых поздний мел-палеогеновых образований). Это – структуры длительного и прерывистого развития, разрастающиеся в новейшее время в широтном попечнике. Средние высоты поднятия около 2000 м. Остальная территория южной и средней Камчатки является ареной рифтогенеза, представленного системой грабенов и горстов. В этом сообщении рифтовая структура Центральной Камчатской Депрессии (ЦКД), будет рассмотрена в связи с активными тектономагматическими процессами в коре и под ней, которые приводят к преобразованию и изменению структур коры и верхней мантии.

Высоты вулканов от 2 до 5 км, чаще 3–5 км. Пересчет накопленного за четвертичное время (~0.7 млн лет) объема вулканитов в пласт дает мощность новообразованного материала в 730 м по всей отмеченной площади ЦКД. Этот огромный объем и высокая интенсивность их накопления формируют преимущественно аккумулятивный, а не тектонический рельеф и вносят значительный вклад в наращивание данной континентальной структуры. Профиль КМПВ показывает приуроченность крупнейших современных вулканов к зоне разломов между поднятием и передовой впадиной (Халиченской), выраженной высоким градиентом силы тяжести в редукции Буге. В разрезах коры, полученных при работах ГСЗ, КМПВ и, позднее, при сейсмотомографических исследованиях, поверхность кристаллического фундамента залегает на 8–10 км, поверхность Мохо – от 30 до 50 км; последняя цифра соответствует $V_p = 7.5$ км/с. Разрез коры скорее высокоскоростной, гранитные скорости на глубинах >10 км отсутствуют. По данным [1, 2, 6] в структуре рифта в районах КГВ², в его поперечном сечении мощность коры варьирует от 85 до 40–50 км, максимальные цифры относятся к некоторым впадинам и участкам срединных массивов. Увеличение мощности земной коры (по данным томографии) в отдельных структурах может свидетельствовать о том, что кора здесь непрерывно сменяется литосферной мантией; ее нижняя граница расположена на глубине 130 км, возможно и более, до 200 км. Однако, по данным [7] на поперечном

¹ Институт физики Земли РАН

² КГВ – Ключевская группа вулканов

профиле через КГВ слой мантии на глубинах 120–200 км имеет аномально низкое удельное сопротивление (8–15 Ом·м), из чего следует, что на этих глубинах (120–130 км), по-видимому, проходит граница между литосферой и астеносферой. На профилях вдоль рифтовой структуры, примерно от Ганальского массива до г. Николка и в смежных районах Валагинского хребта и Срединного массива, зафиксировано наиболее масштабное проявление литосферы; молодой вулканализм в этих районах слабый или отсутствует, что не дает оснований для выделения здесь астеносферы. Интересно отметить, что мощная низкоскоростная кора (до 50 км) наблюдается на Камчатском Мысу, где многие геологи предполагают выходы океанской коры на поверхность; наши данные не подтверждают эту гипотезу. Вероятно, что между Шивелучем и Алеутами протягивался непрерывный континентальный мост.

В соответствии с наблюдаемым накоплением континентальной коры (см. выше), по данным томографии мы действительно фиксируем значительную аномалию мощности коры под КГВ, однако, лишь при большом радиусе усреднения. При детальном анализе оказывается, что максимальные мощности коры и литосферы, характеризуют периферийные впадины и возможно глубоко погруженные участки срединного массива на этой территории. Находящаяся между ними локальная область наиболее высокой вулканической активности, наоборот, имеет пониженную мощность коры (до 30 км) и заметно повышенную скорость V_p в верхах мантии. Не менее интенсивные изменения такого же типа происходят и в коре. Значительное высокоскоростное «включение» в средней коре под вулканами имеет скорость $V_p = 7.2$ км/с на фоне слоя с $V_p = 6.6$ – 6.7 км/с. На карте изостатических аномалий силы тяжести величина локальной положительной аномалии в центре КГВ такая же, как во впадинах континентального склона на глубинах до 4 км. Решение этого парадокса заключается в том, что адекватные физико-химические изменения в подстилающей коре и литосфере КГВ происходят так же быстро, как и на поверхности, синхронно с высокоактивным вулканализмом. Отсюда следует, что под площадью КГВ на фоне относительно низкоскоростной литосферной мантии в период вулканализма происходит формирование и высокоскоростных неоднородностей. Масштабы этого процесса значительно превосходят накопление новой континентальной коры на поверхности. Подобный эффект наблюдается и в других вулканических районах Камчатки, там, где объем вулканитов особенно велик, а также под частными рифтовыми грабенами хр. Кумроч или в районах особо интенсивного вулканализма в Срединном хребте и Восточной Камчатки. В целом, полоса подобных локальных участков мантии под корой имеет характер «включений», образованных в литосфере. Есть основания диагностировать эти выходы мантии как реститы, связанные с тепловой эволюцией литосферы.

В этом контексте «подъем» границы М и формирование «нормальной» мантии под КГВ будет означать преобразование глубокой континентальной литосферы *in situ*, а базальтовый вулканизм на поверхности оказывается следствием этого процесса. Это преобразование протекает геологически быстро, в течение периода вулканической активности.

Вулканы // авторы данных	Ермаков и др. [4.5]	Гонтовая и др., 2009 (по Vp)	Kulakov et al., 2011 (по Vp/Vs)	Славина и др., 2011, индекс tau	Горельчик и др., 2008 (по з/c ³)	Балеста, 1981, ГСЗ
Ключевской, верхний очаг	0(±1.5–3)		0 (±2)	0 (±1,3)	1 (±2–3)	
"		5–10		Vp: 2–6		
"	≈20?		10–14/15	7–10	13–20 (?)	
очаг генерации магмы	30–43	25–35	25–40		20–34, макс 27	
Безымянный	0±1,5–3		7–13	Vp: 0±1,5 ; Vp: 3–5?		
"	8–20 по Vp/Vs	10–15 20–25				10–20 ХВп,
Пл. Толбачик	10 30–35?	5–10 10–15		3–7		17–25
Ареальный вулканизм	12–15	10–15				2 СП 6–7 ЮП 17–25
Шивелуч	≤5			≤1,5		
"	40?			3–12		

Неожиданным результатом сейсмической томографии явилось открытие значительных участков не только пониженной, но и повышенной скорости сейсмических волн (соответственно ЗПС и ЗПВ) на всех уровнях земной коры в контакте с магматическими телами или магмоводами [5, 6]. Они выявлены на 7 горизонтальных срезах локальной модели через 5 км по глубине в КГВ. ЗПС и ЗПВ развиваются параллельно и пространственно тесно связаны. Из этого следует, что ЗПВ формируются при взаимодействии магмы с вмещающей средой, которая при этом уплотняется. Физико-химические механизмы подобного процесса плохо изучены, на глубоком уровне коры они могут быть связаны с усвоением воды и летучих магмой и осушением вмещающей среды или с эффектами керамизации (по И.А. Гарагашу). В таблице приводятся результаты определения глубин очагов магмы КГВ (в км), полученные разными авторами [4, 5]. Цифры не всегда совпадают, поскольку авторы используют разные методы; различаются также и годы исследований. Жирным шрифтом показаны совпадающие оценки. Развитие отмеченных антиподальных зон в процессе вулканизма указывает на широ-

³ З/с – землетрясение

кое развитие в коре процессов ее быстрого замещения и преобразования, как это отмечено и для мантийной литосферы.

Под Камчаткой, которая является активизированной структурой, литосфера уверенно прослеживается до 130 км. Однако в условиях повышенной температуры областей активизации, тепловые свойства литосферы и астеносферы сближаются; становятся близкими и их физические характеристики. Этот эффект мы наблюдаем и на наших томографических разрезах. Подъем астеносферы в этих случаях вовсе не обязателен, так как вещество литосферы, согласно геотермическим кривым Чэпмэна, может начать плавиться на глубинах 135–140 км при температурах 1500–1540°C, близких к солидусу сухого перидотита. По расчётным данным область начального плавления располагается даже на меньших глубинах, 70–110 км при $T^{\circ}\text{C} = 1250\text{--}1450^{\circ}$ с долей плавления более 2 % [3]. Так астеносфера может возникать *in situ* в литосфере; уже при небольшом содержании воды доля плавления резко возрастает. В работе [9] показана возможность подсолидусного метасоматического преобразования глубинного вещества в контакте с астеносферой; плотность вмещающей среды (в нашем случае это литосферная мантия) может возрастать на 30 % и более, соответственно будут возрастать и скорости сейсмических волн. Этот механизм может действовать при формировании реститов. Таким образом, мы получили согласованный на мега- и на мезоуровне вывод о том, что особенно активный вулканализм является индикатором быстрого локального преобразования коры и литосферы с суммарным увеличением средней плотности и скоростей сейсмических волн в коре и литосфере; кора при этом утоняется (океанизируется). Предварительно можно заключить, что этот процесс преобразования коры и верхов мантии более масштабен, чем процесс выноса вулканического материала на поверхность, и что источником подобного преобразования является литосфера в мантии. Высокая энергетика подобного преобразования определяется существованием СФЗ.

Литература

1. Гонтова Л.И., Левина В.И., Санина И.А., Сенюков С.Л., Степанова М.Ю. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003. №4. С. 56–64.
2. Гонтова Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Структура верхней мантии зоны перехода океан–континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 13–29.
3. Гонтова Л.И., Гордиенко В.В. Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива // Геология и пол. ископ. Мирового океана. Киев, 2006. №2. С. 58–69.
4. Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Гонтова Л.И. Вулканизм как выражение скоротечного тектономагматического пробоя, связанного с изменением

основных характеристик земной коры // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 360–364.

5. Ермаков В.А., Гонтова Л.И. Новейшая геодинамика области современного вулканизма. Соотношение магмообразования с изменением физических характеристик коры и мантии при океанизации // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 364–368.

6. Ермаков В.А., Гонтова Л.И. Тектоно-магматические процессы на активной континентальной окраине (по данным сейсмической томографии) // Современное состояние наук о Земле. Издание Московского Университета. 1–4 февраля 2011 г. Москва, Россия. С. 625–630. (Электронная версия).

7. Мороз Ю.Ф., Нурмухamedов А.Г. Глубинная геоэлектрическая модель области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 2004. №6. С. 54–67.

8. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.

9. Шарапов В.Н. Динамика развития надастенофераных флюидных систем // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. №5. С. 459–470.

А.М. Жирнов¹

Геологическая история и механизмы формирования дальневосточной окраины Евроазиатского континента

Дальневосточной окраиной Евроазиатского континента является зона перехода от континента к океану. Географические границы ее достаточно ясные: западной границей является береговая линия материка, восточной – глубоководный желоб, отделяющий Тихий океан от континента [1, 6, 9, 10]. Указанные границы являются вместе с тем и геологическими границами: глубоководный желоб отделяет базит-ультрабазитовую кору днища океана от субконтинентальной коры в зоне перехода, а береговая линия материка является восточной границей, и материка, и зрелой материковой коры.

Каковы особенности дальневосточной окраины континента или так называемой зоны перехода от материка к океану? Прежде всего, это опущенная в позднем кайнозое часть континента. Поэтому она представлена в основном окраинными морями, цепочками островов в них и отдельными полуостровами (Камчатка и др.). Во-вторых, она характеризуется недостаточно зрелой континентальной корой, весьма неравноз-

¹ Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия

мерной мощности – от 30 до 10–15 км. В третьих, в пределах рассматриваемой окраинной части континента имеются отдельные участки (в том числе глубокие котловины в морях) с полным отсутствием гранито-гнейсового (сиалического) слоя [10, 12], характерного для фундамента всех континентов (рис. 1). Вот эти участки, представленные только нижним ультрабазитовым слоем, и являются предметом особого внимания исследователей. Почему на них отсутствует сиалический слой, каковы причины столь избирательного развития сиалического слоя в окраинной зоне континента?

Чтобы ответить на эти вопросы необходимо обратиться к истории геологического развития Евроазиатского континента в целом, и истории развития его окраины в частности.

В основании всех морей и островов дальневосточной окраины лежит древнейший консолидированный фундамент, представленный двумя хорошо известными слоями: нижним слоем – гранулит-базальтового состава и верхним слоем – гранито-гнейсового состава, общей мощностью около 30 км (рис. 1). По современным данным, этот фундамент находится в основании всех континентов Земли. Он образовался на раннем этапе формирования земной коры [11, 12].

Гранулито-базальтовый слой, мощностью 10–20 км, образовался при выплавлении базальтов из верхней мантии Земли в катархее (4.4–4.0 млрд лет назад). Гранито-гнейсовый слой, в среднем такой же мощности, образовался в архее и начале протерозоя (4.0–1.7 млрд лет назад), после длительного периода формирования глубоких прогибов, заполнения их осадками и последующего многократного гранитоидного магматизма. Этот фундамент обнажается на поверхности в некоторых частях континентов (Алданский щит, Анабарский массив и др.).

В зоне перехода континент–океан консолидированный фундамент имеет некоторые отличия от фундамента на континентах. Мощность нижнего гранулито-базальтового слоя здесь неравномерна и изменяется от 10–15 до 20 км. Верхний, гранито-гнейсовый, слой встречается не повсеместно, а спорадически. Он развит, как правило, в основании островов и полуостровов (рис. 1, 2). В пределах окраинных морей этот слой часто выпадает из разреза, также как и в Корякском геологическом регионе [10]. Еще выше по разрезу на крупных островах и на Камчатке развиты палеозойские и мезозойские отложения, которые перекрываются с поверхности наиболее распространенными в зоне перехода кайнозойскими отложениями (рис. 2).

В протерозойское и, частично, в палеозойское время зона перехода была большей частью сушей, как и смежные территории, занятые сейчас Тихим океаном. В мезозое и кайнозое зона перехода стала ареной мощного проявления вертикальных тектонических движений и формирования грабеновых и горстовых тектонических структур, что было

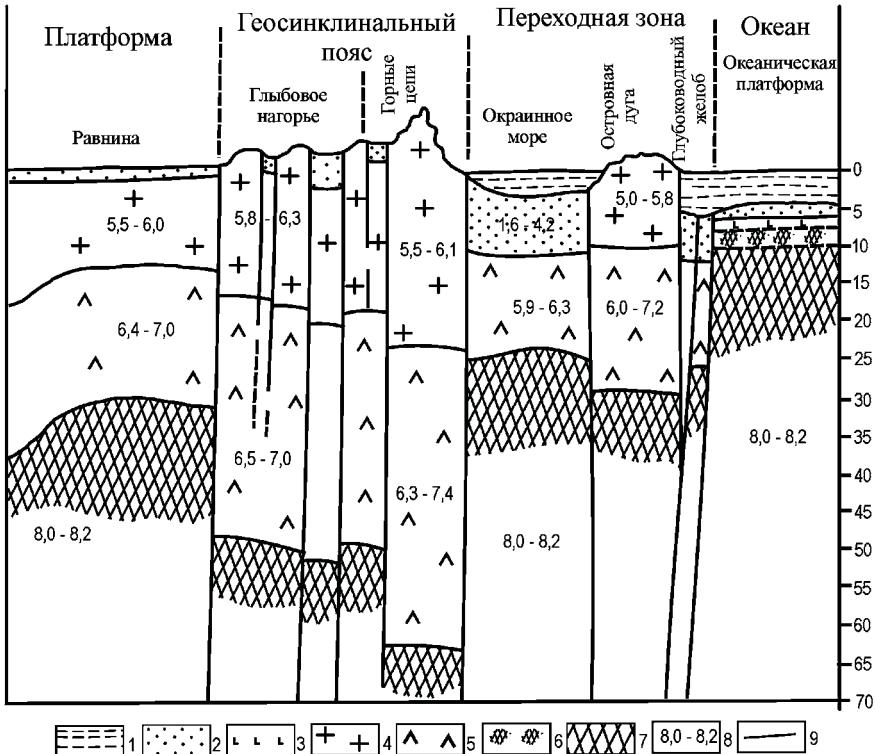


Рис. 1. Строение континентальной и океанической земной коры. По [4], с учетом данных В.Е. Хайна (1964).

1 – морская вода; 2 – осадочный слой; 3 – базальтовый слой; 4 – гранито-гнейсовый слой; 5 – гранулито-базитовый слой; 6 – габбро-серпентинитовый слой (третий слой океанической коры; первичная «оceanическая» кора верхней мантии); 7 – верхняя мантия

обусловлено глубокими тектоническими опусканиями смежных крупных территорий суши и заполнением их водами Мирового океана. [1, 2, 5–10].

В катархее базальтовый слой образовался повсеместно – в основании современных континентов, за исключением остальной части планеты, где кристаллизовалась первичная анортозит-перидотитовая кора [3, 11]. В конце катархея, с появлением активных вертикальных движений, отдельные блоки первичной базальтовой коры, в краевых частях первичного континента, были взброшены вверх и превратились в горсты. В архее эти горсты были недоступны для геосинклинально-складчатых и магматогенных преобразований и остались стерильными в части гранито-гнейсового (сиалического) слоя. В мезозой-кайнозойскую эпоху

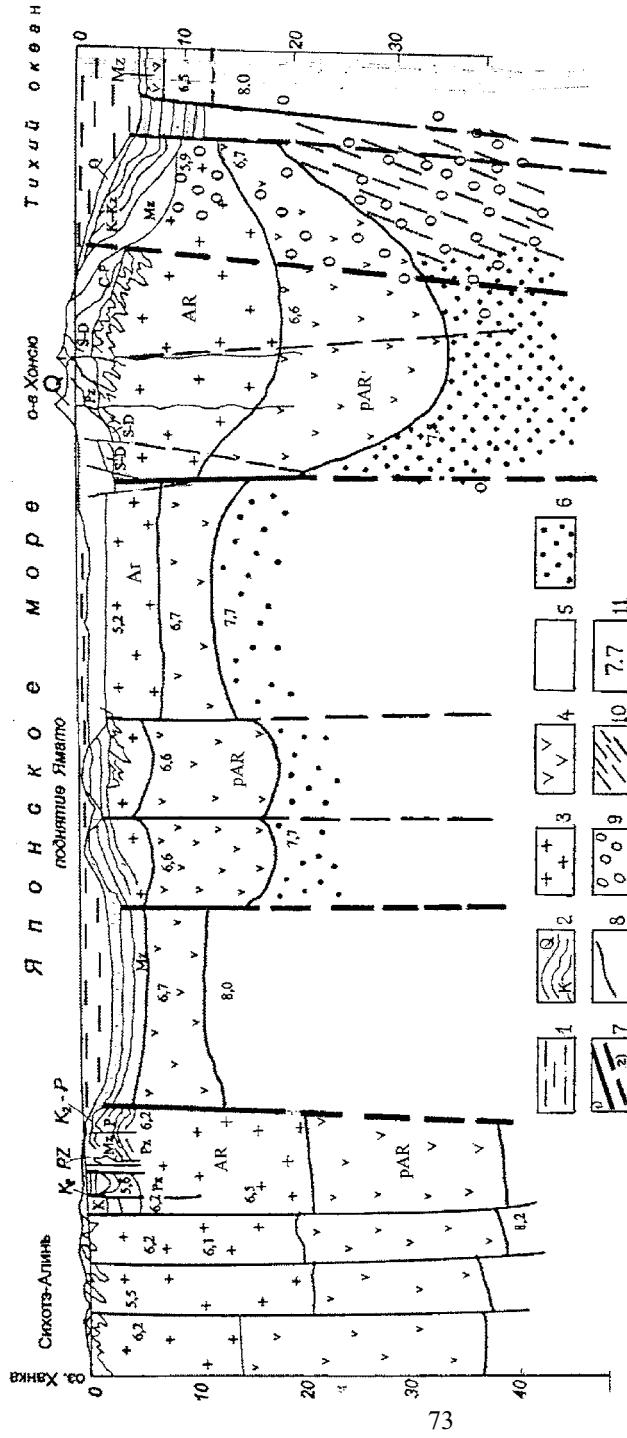


Рис. 2. Геолого-сейсмический разрез земной коры зоны перехода континент-океан, по линии: континент – Японское море – о. Хонсю – Тихий океан, по [9].
 1 – морская вода; 2 – осадочный слой; 3 – гранитный слой; 4 – базальтовый слой; 5 – верхняя мантия; 6 – разуплотненная мантия; 7 – глубинные разломы; 8 – коровые разломы; 9 – область повышенной сейсмичности; 10 – область развития сколовых трещин; 11 – скорости продольных сейсмических волн

крупных вертикальных перемещений различных тектонических блоков, в зоне перехода, горсты опустились и превратились в грабены, стерильные от гранито-гнейсовой покрышки.

Литература

1. *Вацилов Ю.Я.* О происхождении островных дуг, глубоководных же-лобов и окраинных морей на западе Тихого океана (на примере Курило-Камчатской дуги) // Геодинамические исследования. Результаты исследо-вания по международным геофизическим проектам. № 10. М., 1988. С. 92–100.
2. *Жирнов А.М.* Циркум-Тихоокеанская зона перехода континент–океан, как древнейшая тектоническая структура, предопределенная эксплозивным разрывом планеты Протоземля // Пятый Всероссийский симпозиум «Физика геосфер». Мат-лы докл. г. Владивосток. 3–7 сентября 2007 г. С. 170–174.
3. *Жирнов А.М.* Геологическое развитие континентов и «океанов» в аспекте космогеодинамики ядра Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1. Мат-лы XLI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2008. С. 299–303.
4. *Жирнов А.М.* Линеаментная тектоника Восточной Азии в зоне пере-хода континент–океан // Общие и региональные проблемы тектоники и геоди-намики. Т. 1. Мат-лы XLI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2008. С. 304–308.
5. *Жирнов А.М.* Дальневосточная зона перехода от континента к океану: геологическое строение, история зарождения // Шестой Всероссийский симпозиум «Физики геосфер». Мат-лы докл. Владивосток: Дальнаука, 2009. С. 180–186.
6. *Жирнов А.М.* О постоянстве тектонической границы Евразия – Тихо-океанская плита // Региональные проблемы. 2011. Т. 14. № 1. С. 11–16.
7. *Жирнов А.М.* Хонсю–Сахалинский членочный тектонический диапир как геологическая первопричина грабено–горстовой тектоники и высокой сейсмичности // Физика геосфер. Седьмой Всероссийский симпозиум. Мат-лы докл. г. Владивосток. 5–9 сентября 2011 г. Владивосток, 2011. С. 312–316.
8. *Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю.* О возможности реконст-рукции реальной динамики земной коры на примере южных районов Саха-лии и Курильских островов // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 6. С. 829–831.
9. *Родников А.Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 151 с.
10. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана / Ред. М.С. Марков, Ю.М. Пущаровский, С.М. Тильман и др. М.: Наука, 1980. 286 с.
11. *Хайн В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во Уни-т Книжный Дом, 2005. 560 с.
12. *Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И.* Фундамент тихоокеан-ских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.

**Р.Г. Ибламинов¹, М.С. Чадаев², В.А. Гершанок¹,
Г.В. Простолупов², Л.А. Гершанок¹, М.В. Тарантин²,
А.В. Коноплев¹**

Поверхность Мохо в зоне сочленения Русской плиты и Урала и положение глубинных разломов (территория Пермского края)

Обобщения, выполненные Б.В. Петровым и др. [1], свидетельствуют о воздымании в пределах Восточно-Европейской платформы поверхности М в восточном направлении к Уралу и Тиману от 60 до 30 км, что позволяет сделать вывод об изостатической компенсированности коры. По мере приближения к Уралу поверхность опускается, и непосредственно под Уралом она приобретает форму асимметричного сужающегося клина. Скорость продольных волн, соответствующая скорости близ границы М, появляется под Уралом на глубинах 60–65 км. По поверхности Мохо [5] Уралу и его обрамлению соответствует обширная и глубокая впадина с амплитудой порядка 10 км. Борта впадины сложены высокоскоростными породами, типичными для верхней мантии, что составляет важный проблемный вопрос в области петрофизики и тектоники.

Поведение поверхности М на территории Пермского края, пограничной между Восточно-Европейской платформой и Уральской аккреционно-складчатой системой, представляет особый интерес. По Красноленинскому профилю ГСЗ, пересекающему северо-восточную окраину Русской плиты, Полюдово-Колчимский антиклиниорий (ПКА), Центральное Уральское поднятие (ЦУП) и Тагильский мегасинклиниорий (ТМС), положение поверхности М фиксируется на глубинах от 36 км на восточной окраине Русской плиты до 56 км в западном борту ТМС. Общие тенденции изменения сейсмических поверхностей фундамента (Ф), Конрада (К), промежуточного коромантийного слоя (КМ) и Мохо по профилю заключаются в постепенном их конкордантном воздымании по направлению от края платформы к ПКА. Восточнее ПКА по направлению к ТМС поверхности М и КМ погружаются, а поверхность К воздымается, свидетельствуя об увеличении мощности гранулито-базальтового слоя (нижней коры). Они отражают переход от континентальной коры платформы к переходной в пределах ЦУПа и океанической в ТМС. Структура Красноуральского профиля ГСЗ, проходящего южнее, также характеризуется постепенным погружением поверхности М от 32 км на восточной окраине Русской плиты до 55 и более км в

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь, Россия

² Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

ТМС. В северной части края в пределах Печорской плиты поверхность Мохо залегает на глубинах 40–42.5 км, и только близ Главного Уральского разлома она увеличивается до 45 км.

Главный Уральский разлом (ГУР) рассматривается как восточная ветвь широкой зоны тектонических нарушений, имеющей падение на восток. Генезис этой зоны обусловлен коллизией Восточно-Европейской и Сибирской плит и должен фиксироваться в литосферной части мантии [3]. На анализируемых профилях прослеживаются наклонные и крутопадающие разломы, которые разделяют крупные структуры чехла и фундамента и уходят в мантию. Подобные глубинные разломы преимущественно субмеридионального направления, имеющие распространение западнее ГУР, выделены по гравитационным и магнитным аномалиям (рисунок). Фиксируются граничные разломы между Печорской и Русской плитами. Кроме того, на северо-востоке развиты разломы «тиманского» направления. Выделяются также разломы типа сдвига «S» и «Z»-образного вида. Распространение глубинных разломов внутри мантии может достигать 200 км [5]. Анализ данных позволяет заключить, что крупные блоки северо-западного простирания, наряду с Главным Уральским разломом, участвовали в образовании крупнейшей Уральской коллизионной структуры.

Схема глубинных разломов, составленная на основе гравиметрии и магнитометрии для территории Пермского края [4], приведена на рисунке. Дополнительно выполнен анализ пространственного размещения глубинных источников аномалий ниже поверхности М. Использована карта аномалий силы тяжести масштаба 1:1000000 в редукции Буге с плотностью 2.67 г/см³ и с поправкой за влияние рельефа местности. Определения глубин выполнены по системе «Полюс» [2]. По имеющемуся полулю значению $V_z(x,y,z)$ с помощью алгоритма истокообразных аппроксимаций (программа APPG, А.С. Долгаль) были вычислены градиенты потенциала V_x , V_y и V_z в вершинах четырехугольных полигонов с размером стороны от 3 км до 30 км. Размер окна 30×30 км принят, исходя из глубины нахождения аномалиеобразующих масс ниже границы Мохо. По градиентам с помощью тригонометрических формул определены координаты точек пересечения $P(x,y,z)$. Точки пересечения векторов полного градиента потенциала названы «полюсами», так как они приобретают характеристику полярности. Данный метод решения трехмерных обратных задач является в определенной степени геометрическим аналогом деконволюции Эйлера.

После обработки всей системы полигонов была получена трехмерная диаграмма скоплений полюсов-глубин. Совокупность точек пересечений является избыточной по способу построения – каждый морфологический элемент наблюденного поля обусловлен большим числом таких пересечений одновременно. Взаимное расположение полюсов от-

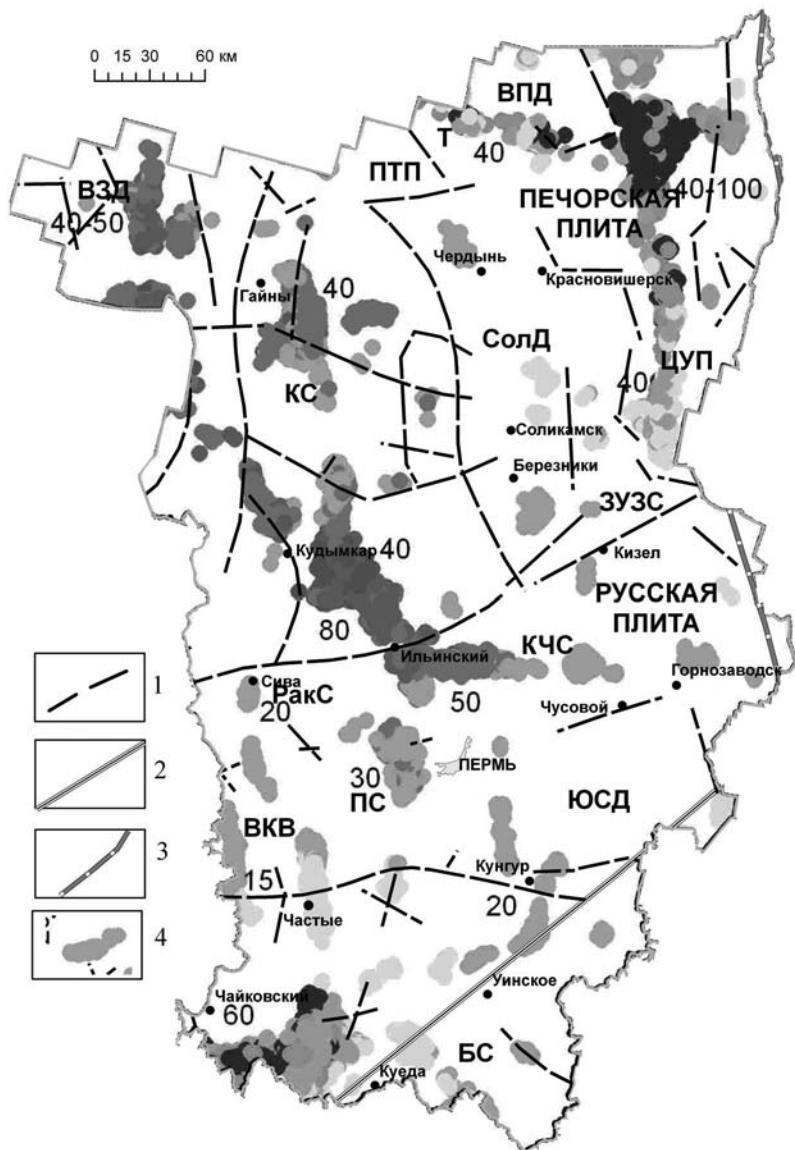


Схема размещения глубинных источников гравитационных аномалий ниже поверхности М территории Пермского края

1 – глубинные разломы; 2 – геотраверс; 3 – Главный Уральский Разлом (ГУР); 4 – области скопления глубинных источников. ВЗД – Вятская зона дислокаций; ПТП – Предтиманский прогиб; Т – Тиман; ВПД – Верхнепечорская депрессия; КС – Камский свод; СолД – Соликамская депрессия; ЦУП – Центрально-Уральское поднятие; ЗУЗ – Западно-Уральская зона складчатости; КЧС – Косьвинско-Чусовская седловина; ВКВ – Верхнекамская впадина; ПС – Пермский свод; ЮСД – Юрзано-Сылвенская депрессия; БС – Башкирский свод

ражает морфологию гравитационного поля и позволяет в начальном приближении судить о форме и характере распределения возмущающих тел в пространстве. Вычисленная эквивалентная масса каждого центра (полюса) позволяет также оценить эффективную плотность источников.

Максимальные (предельные) значения глубин упомянутых источников аномалий достигали величины 40–80 и более километров. При этом имел место факт разделения территории на области (скопления) глубин, в пределах которых были сосредоточены значения, и на области, где глубины не были определены. Был сделан вывод: такое положение отражает глубинное строение с возможным ранее смещением крупных тектонических структур в горизонтальном направлении.

На систематизированной схеме [4] глубинных разломов (рисунок) территории Пермского края наиболее выражены два субширотных разлома: по линии Сива – Ильинский – Кизел, продолжаясь далее до границы Печорской и Русской плит, и по линии Частые – Кунгур – Красноуфимск. Эти разломы определяют субширотную зональность геологического пространства. Для северной части территории характерны разломы взаимно поперечного простирания субмеридионального и субширотного направлений, имеющие пересечения типа «Т»; для южной части – разломы диагональных пересечений по типу «Х».

С позиции планирования дальнейших геолого-геофизических работ на базе гравиметрических и магнитометрических исследований в первую очередь заслуживают внимания территория зоны Главного Уральского разлома и стыка субширотных на юге и субмеридиональных на севере глубинных разломов.

Литература

1. Геология и полезные ископаемые России. Т 1. Запад России и Урал. Кн. 1 Запад России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.
2. *Простолов Г.В., Тарантин М.В.* Трансформация векторов полного градиента потенциала притяжения // Материалы 38-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского: Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей, 2011. С. 245–248.
3. *Чадаев М.С., Ибламинов Р.Г., Гершанок Л.А., Гершанок В.А., Простолов Г.В.* Геологические структуры западного склона Северного и Среднего Урала по данным гравиметрии и магнитометрии // Литосфера. 2011. № 6. С. 134–140.
4. *Чадаев М.С., Гершанок В.А.* Система глубинных разломов земной коры Пермского Приуралья на основе совместного анализа гравитационного и магнитного полей // Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: межвуз. сб. науч. трудов. Пермь: ПГУ, 1998. С. 38–46.
5. Энгельман А. Германские и российские геофизики изучают чрево Земли // Deutschland. 1995. № 3. С. 32–33.

Возраст палеограницы Мохоровичича на Среднем Урале: U-Pb (SHRIMP II) геохронология цирконов Ключевского габбро-ультрабазитового массива

В последнее время было получено достаточно много новых данных по геологии и изотопному возрасту ультраосновных массивов Урала, расположенных в зоне Главного Уральского Глубинного Разлома (ГУГР) [1, 3, 4, 6–8 и др.]. Однако на Урале, кроме ГУГРа, выделяется еще не менее 8 крупных субмеридиональных тектонических швов, к которым приурочены пояса и тела ультрамафитов. Ключевской массив является наиболее представительным офиолитовым комплексом [2, 5] восточного (палеостроводужного) сектора Урала, точнее всех его зон, расположенных восточнее зоны Главного Уральского глубинного разлома (ГУГРа). Массив расположен в 80 км юго-восточнее г. Екатеринбурга, в западной части Восточно-Уральской мегазоны, в окружении девонских вулканогенно-терригенных и силурийских терригенно-карбонатных толщ. Площадь массива составляет 85 км² при длине 25 км и максимальной шириной 7.5 км.

В строении массива принимают участие два обособляющихся комплекса пород: дунит-гарцбургитовый (тектонизированные мантийные перидотиты) и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый – расслоенная часть офиолитового разреза; ее подошва отвечает палеогранице М, т.е. переходной зоне между низами третьего слоя коры океанического типа и собственно мантией, фрагменты которой представлены здесь дунит-гарцбургитовым комплексом.

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс образует несколько расслоенных тектонических блоков в южной и западной частях массива и наиболее полно обнажен по левым берегам рек Сысерть и Исеть, выше их слияния. В разрезе комплекса снизу вверх серпентинизированные дуниты сменяются ритмично-полосчатой толщей, состоящей из дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Выше разрез надстраивается амфиболизированными габбро. Дунит-гарцбургитовый комплекс слагает большую часть массива и сложен гарцбургитами, чередующимися с полосами и линзами дунитов, доля которых в среднем составляет около 24 % [2 и др.]. Для северной половины массива характерно присутствие участков, сложенных эпигенетическими дунитами. Все породы комплекса интенсивно тектонизированы и серпентинизированы.

¹ Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварicкого (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Определения абсолютного возраста проводились нами U-Pb-методом по акцессорным цирконам на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ). Возраст дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса определен [5] по цирконам, выделенным из пробы (вес каждой из проб был от 100 до 300 кг) серпентинизированного дунита (Кл-101), и по цирконам из пробы оливинового клинопироксенита (Кл-128). В пробе дунита на U-Pb диаграмме (рисунок, а) полученные значения располагаются вблизи конкордии, определяя возраст 441.4 ± 5.0 млн лет. В пробе оливинового клинопироксенита на U-Pb диаграмме цирконы образуют три возрастных кластера: кластер 449.0 ± 6.8 млн лет (рисунок, б), выделенный по семи анализам и примерно соответствующий границе ордовика и силура; кластер около 1.7 млрд лет, состоящий из двух анализов в центре и в периферии самого крупного зерна (вероятно, соответствующий «возрасту» мантии, из которой выплавился расслоенный комплекс), и кластер около 280 млн лет, выделенный по одному анализу в высокоурановой кайме циркона.

Дунит-гарцбургитовый комплекс датирован по 10 зернам цирконов, выделенных из пробы серпентинизированного дунита (Кл11-1). Некоторые из этих зерен сложены двумя генерациями циркона. Циркон первой генерации образует короткопризматические ядра со следами растворения и характеризуется ритмичной зональностью и невысоким содержанием урана (41–142 г/т). Все 8 анализов этих цирконов на изотопной U-Pb диаграмме образуют кластер с возрастом 446.5 ± 7.1 млн лет (рисунок, в). Циркон второй генерации слагает внешнюю незональную часть зерен и значительно обогащен ураном (462–957 г/т). Цирконы этой генерации (6 анализов) образуют вытянутый вдоль конкордии кластер $277.4 - 318.1$ млн лет (что соответствует позднему карбону – ранней перми), со средним возрастом 296 ± 16 млн лет.

Таким образом, и дуниты, и оливиновые клинопироксениты расслоенного комплекса Ключевского массива показывают изотопный U-Pb возраст 441–449 млн лет, совпадающий в пределах погрешности измерения с возрастом мантийного дунит-гарцбургитового комплекса (446.5 ± 7.1 млн лет). Поэтому можно сделать вывод, что возраст палеограницы М (раздела Мохоровичича) соответствует в этой части Урала границе ордовика и силура. Полученные нами данные однозначно свидетельствуют об одновозрастности цирконов (в пределах погрешности измерений) из расслоенного и дунит-гарцбургитового комплексов Ключевского массива. Причем можно предполагать, как то, что эти комплексы формировались одновременно, так и то, что процесс выплавления расслоенного комплекса из мантии, отразился и на изотопных характеристиках последней. В этом случае фиксируемый в дунит-гарцбургитовом комплексе Ключевского массива возрастной кластер 446.5 ± 7.1 млн лет в пробе Кл11-1 отражает не возраст изначальной ге-

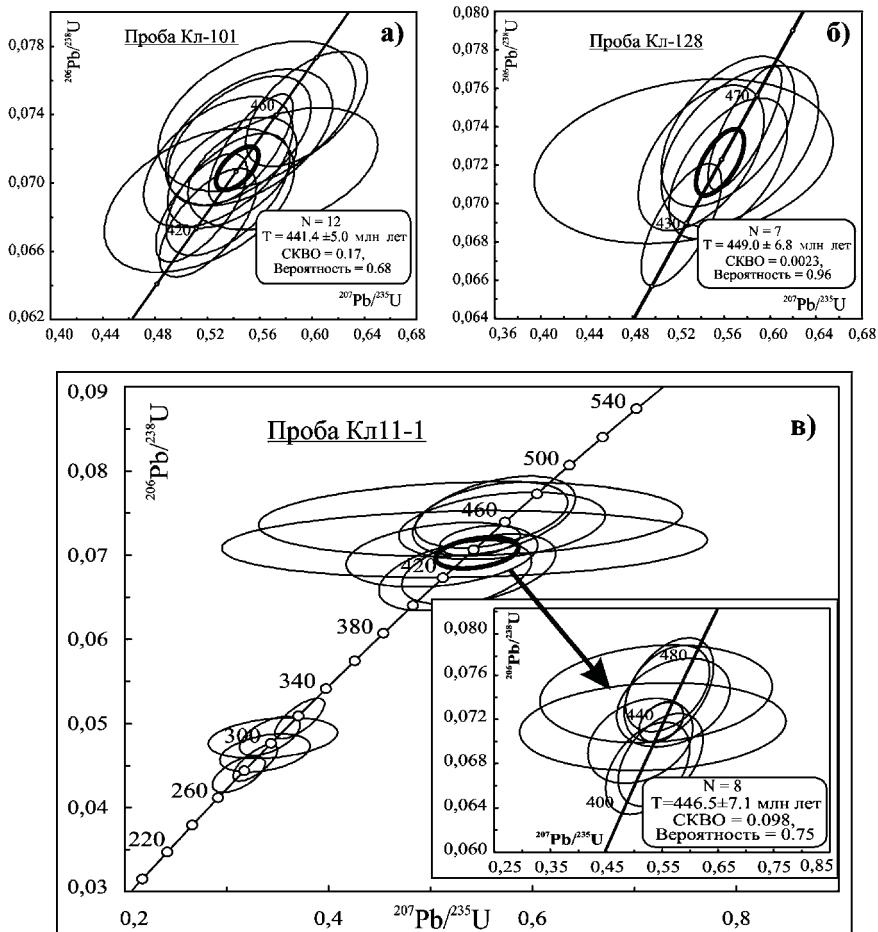


Рисунок. Изотопная U–Pb-диаграмма с конкордией, построенная по результатам микрозондового изучения цирконов из дунита (а) и оливинового клинопироксенита полосчатого комплекса (б) [5]; из серпентинизированного дунита дунит-гарцбургитового комплекса Ключевского массива (в)

нерации этого комплекса, а мощное событие в нем (т.е. в мантии Урала), приведшее к формированию новой границы Мохоровичича на Среднем Урале.

Кластер с возрастом 296 ± 16 млн лет в пробе дунитов (Кл11-1) и кластер с возрастом 280 млн лет в пробе оливинового клинопироксенита (Кл-128), по всей видимости, соответствуют времени выведения ультрамафитов на верхнекоровый уровень в процессе коллизии, произошедшем при существенном влиянии коровой субстанции ($\text{Th}/\text{U} \approx 0.01$ –

0.02). Можно предполагать, что значительная продолжительность кластера (277.4–318.1 млн лет) связана, главным образом, не с погрешностями измерений, а именно с продолжительностью (и неоднократностью) самого процесса коллизии на Урале.

Исследования выполняются в рамках проектов УрО РАН 12-5-021-НДР и 12-П-5-1017 (Программы 27 Президиума РАН) и РФФИ (11-05-12040-офи-м-2011).

Литература

1. Батанова В.Г., Брюгманн Г.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Использование Re-Os изотопной системы для датирования мантийных процессов на примере офиолитовых комплексов // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 1. С. 77–79.
2. Булыкин Л.Д., Золоев К.К., Мардироссян А.Н. Рудно-формационные типы хромитовых месторождений и связанных с ними платиноидов // Актуальные вопросы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: ИГГ УрО, 1995. С. 68–78.
3. Вахрушева Н.В. Несерпентинизированные гарцбургиты и вебстериты Войкаро-Сынынского массива: минералогия, геохимия, Sm-Nd возраст // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. Иркутск, 2007. С. 293–296.
4. Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала // СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 305 с.
5. Иванов К.С., Краснобаев А.А., Смирнов В.Н. Цирконовая геохронология Ключевского габбро-ультрабазитового массива и проблема возраста палеограницы Мохоровичча на Среднем Урале // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 516–520.
6. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А. Цирконология лерцолитов (массив Узянский Krak, Южный Урал) // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 5. С. 656–659.
7. Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. Доордовикский Sm-Nd изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала (уточненные данные) // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 100–104.
8. Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н. Вендские тектономагматические события в мантийных офиолитовых комплексах Полярного Урала: U-Pb датирование циркона из хромитита // Геотектоника. 2007. Т. 41. № 3. С. 23–33.

Позднекайнозойский постколлизионный вулканизм Альпийско-Гималайского пояса: новые данные, проблемы, обсуждение

Позднекайнозойские магматические породы широко распространены в пределах Кавказа и представляют собой важный компонент континентальной коры Альпийско-Гималайского внутриконтинентального орогенного пояса. Время их формирования совпадает с континентальной и постконтинентальной коллизией в регионе. Одновременно аналогичная вулканоплутоническая ассоциация произошла в Восточной, Центральной и Западной Анатолии, на Северо-Западном и Юго-Восточном Иране в результате конвергенции Афро-Аравийской и Евразиатской плит [5, 9].

В центральной части Альпийско-Гималайской области проявились позднеколлизионные вулканические комплексы, принадлежавшие известково-щелочным, K-, K-Na субщелочным и щелочным сериям. Начиная с позднего миоцена, в пределах Малого Кавказа и в сопредельных территориях, в отдельных вулкано-тектонических структурах с северо-запада на юго-восток известково-щелочной вулканизм сменился субщелочным, а затем щелочным. Щелочной вулканизм, начиная со среднего миоцена, в основном проявился в различных прогибах и локальных вулканических структурах.

Сравнение элементов-примесей изученных пород и океанических толеитов нормального типа (N-MORB) [10] показывает общие пониженные содержания высокозарядных – HFSE (Ta, Nb, Hf, Y, Yb) и повышенные содержания легких крупноионных элементов – LILE (K, Sr, Rb, Ba, La, Ce). Так, по отношению к N-MORB наблюдаются максимумы K, Rb, Ba, Th, La, Ce, а также отрицательная Ta-Nb, P-Ti аномалии. Это более ярко проявляется для вулканитов Западной зоны и неогеновых пород Азербайджана [3, 4]. Исходя из этого, можно прийти к заключению, что породы этих зон образовались в надсубдукционных условиях. В восточной зоне породы более обогащены литофильными и некоторыми высокозарядными элементами и Ta-Nb слабо проявлены, а P-Ti аномалия отсутствует.

Выше приведенные петрогохимические исследования показывают, что продукты неогенового вулканизма известково-щелочной серии, об-

¹ Бакинский Государственный Университет, Азербайджан

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии НАН Азербайджана, Баку

разовались из обогащенного источника, несущих его признаки субдукции. Позднеплиоцен-четвертичные субщелочные и щелочные вулканы отличаются от надсубдукционных вулканических образований, а по содержаниям и спектрам близки к породам, образовавшихся из обогащенного мантийного источника.

Проведенные в регионе геофизические исследования [1, 8, 10] показывают, что на территории Кавказа и в смежных областях под корой находится астеносферная линза, которая является, по нашему мнению, главным источником позднекайнозойского вулканизма. Поднятие же астеносферного выступа под корой, по мнению многих ученых, обусловлено отрывом субдуцирующего слэба на раннеколлизионной стадии складчатых областей. С таким явлением можно связать происхождение мантийного магматизма в коллизионных зонах [4].

Для плавления литосферной мантии альтернативным механизмом является теплота, выделяемая в результате поднятия мантии астеносферы за счет плюма мантии. В результате проведенных исследований можно сказать, что для начала плавления нужной теплотой может стать кипящая астеносферная часть метасоматизированной мантии. А для образования этого процесса ведущую роль играют отделяемые в результате древнего субдукционного процесса флюидные компоненты, которые метасоматически изменяют мантию литосферы. Эта мысль находит свое подтверждение вышеуказанными геохимическими сведениями (Nb-Ta , Zr-P-Ti минимум, обогащение некогерентными элементами и др.).

С другой стороны, объединив указанные модели, можно предположить роль каждой. Другими словами, в позднеколлизионное время в результате действия глубинного плюма происходит частичное плавление литосферной мантии, обладающей надсубдукционными геохимическими характеристиками. Полученный расплав подвергается фракционированию и первичный состав соответствует умеренно щелочной базальтовой магме. Этот расплав в условиях земной коры подвергался очередному фракционированию и был во взаимосвязи с материалом верхней коры. Последнее является причиной обогащения его LILE и LREE и обеднения HFSE.

Таким образом, выделено два типа принципиально различных кайнозойских магматических пород: резко преобладающие неоген-четвертичные известково-щелочные, а также субщелочные-щелочные. В известково-щелочных сериях отмечаются компоненты субдукционной геодинамической обстановки, а во вторых – компоненты внутриплитной обстановки. Нами предполагается, по крайней мере, частичная компенсация преимущественного тектонического сжатия (с индикаторным известково-щелочным магматизмом) – растяжением с соответствующим внутриплитным магматизмом [6]. Последний, судя по томографии, может быть связан с хвостом мощнейшего Африканского суперплюма [2,

7]. Возможно, имеет место и обсуждаемый в геологии и моделировании эффект – частичное экранирование плюмов пододвигаемой плитой, что не является препятствием – известно, что эта пододвигаемая плита не останавливает движение хвоста суперплюма по латерали, как, возможно, в нашем случае. Наличие кайнозойских внутриплитных карбонатитов, производных глубинного расплава – тоже аргумент в пользу влияния Африканского суперплюма плюма на магмообразование крупного региона, что согласуется с эффектной томографией известной группы Д. Ритсемы [6]. Имеются также данные о снижении продуктивности углеводородов в меридиональном направлении, на север, в пределах известного углеводородного пояса, конкретнее – Персидский залив – Южный – Средний Каспий и т.д., возможно, до Арктического побережья, по мере удаления от Африканского суперплюма, по упомянутой томографии. Необходимы дополнительные данные для уточнения и/или подтверждения сказанного.

Литература

1. Артемьев М.Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1971. №4.
2. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника и геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 606 с.
3. Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: Nafta-Press, 2000. 192 с.
4. Имамвердиев Н.А. Деламинация субдуцированного литосферного слэба как причина проявления позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа // Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук. 2008. №3. С. 123–138.
5. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. №2. С. 17–35.
6. Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Савичев А.Т., Степанов С.С., Про-кофьев В.Ю., Табатабаиманеши С.М. О кайнозойских тектономагматических и металлогенических процессах востока Ирана: общая и углеводородная зональность, особенности, проблемы // Международное совещание по морской геологии. Т. 5. Материалы. М.: ИО РАН, 2011. С. 254–255.
7. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
8. Maggi A., Priestley K. Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau // Geophysics Intern. 2005. V. 160. P. 1068–1080.
9. Pearce J.A., Bender J.F., De Long, Kidd W.S.F. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1990. V. 44. P. 189–229.

10. Sandwall E., Turkell N., Zor E. et al. Shear wave splitting a young continent collision // Geophys. Res. Left. 2003. V. 30. N 246. P. 185–194.

11. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic oceanic basalts implications for mantle composition and processes magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.

Л.И. Иогансон¹

О консолидированной коре Прикаспийской впадины

Анализ и обобщение геолого-геофизической информации по различным глубоким впадинам позволило составить общее и устоявшееся представление о глубинной структуре глубоких впадин [1–4, 6, 10]. При этом глубины и состав консолидированной коры в их пределах определялись исключительно по сейсмическим данным, преимущественно ГСЗ, позволяющим фиксировать сейсмические границы, соотносящиеся с кровлей фундамента и поверхностью МОХО. Скоростная характеристика разреза служила основанием для дифференциации низко- и высокоскоростной консолидированной коры, под которыми подразумеваются гранитный и базальтовый слои. Таким образом, сложилась традиционная модель строения глубокой безгранитной впадины с принципиальным представлением о зеркальном залегании поверхности фундамента и границы МОХО – резкое погружение фундамента в осевую зону впадины соответствовало заметному подъему границы МОХО. Так, для Прикаспийской впадины глубины фундамента в ее центральной части определялись на уровне 20–22 км, а положение раздела МОХО – на уровне 32–34 км, из чего мощность консолидированной коры оценивалась в 10–12 км [1, 5]. В осадочном чехле достаточно устойчиво выделялась не вскрытая бурением додевонская часть разреза, включающая рифейские отложения.

Исходя из такой модели, подразумевалось, что в подобных структурах запечатлены результаты трансформации континентальной земной коры в субокеаническую, что выражается в утонении континентальной консолидированной части земной коры до полного выклинивания верхнего низкоскоростного слоя коры ($V_g = <6.5$ км/с) и выход высокоскоростного слоя ($V_g = >6.5$ км/с) непосредственно под осадочный чехол от бортовых к центральным частям впадины. Традиционно верхняя низкоскоростная часть коры рассматривается в качестве гранитного слоя, нижняя высокоскоростная соответствует базальтовому слою. Соответ-

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

ственno консолидированная кора, представленная только нижним высокоскоростным слоем, расценивается как субокеаническая.

Появление новых сейсмических данных МОГТ по консолидированной коре вносит существенные корректизы в традиционную модель строения Прикаспийской впадины, бывшей долгое время тектонотипом глубоких впадин с безгранитной корой [6–8, 10]. По этим данным получена принципиально иная картина сейсмического разреза консолидированной коры Прикаспийской впадины. Получен «сейсмический образ» разреза земной коры, на котором степень «отражательности» разреза отображает характер залегания, гетерогенности и дислоцированности толщ. Однако, вместе с большей информативностью о характере разреза новая методика не дает скоростную характеристику разреза, в связи с чем границы раздела фиксируются не сейсмическими преломляющими горизонтами, а характером смены сейсмической записи. При этом эти границы ниже фундамента не совпадают с сейсмическими границами по данным ГСЗ. Четкая граница МОХО, выделяющаяся на глубинах от 40–45 км на западной границе впадины и поднимающаяся до 32–34 км в центральной ее части, отсутствует на профиле 1-ЕВ. Вместо раздела МОХО на профиле 1-ЕВ довольно условно выделяется коро-мантийная граница между полупрозрачными и прозрачными частями разреза на глубинах 50–55 км на западной границе Прикаспийской впадины с минимальной глубиной около 45 км под Астраханским сводом.

В консолидированной коре Прикаспийской впадины на профиле 1-ЕВ выделяется 4 толщи, отличающиеся сейсмической характеристикой в терминах степени отражательности. Принципиальным представляется прослеживание в самой западной части Прикаспийской впадины на протяжении 40–50 км верхней части разреза консолидированной коры Хоперского массива. Эти толщи резко сменяются «прикаспийским» типом разреза консолидированной коры и представлены локально развитым телом мощностью около 15 км и протяженностью до 70–80 км.

Дальше к юго-востоку происходит резкое выклинивание этой толщи и подъем до глубин 20–25 км средней части консолидированной коры, представленной акустически гомогенной прозрачной и полупрозрачной областью. Эта часть коры развита на большей прикаспийской части профиля 1-ЕВ, имеет резко изменчивую мощность и, образуя выступ под Сарпинским прогибом, погружается к Астраханскому своду, утоняясь до полного выклинивания. Юго-восточнее Сарпинского прогиба погружение этой толщи сопровождается появлением нового члена консолидированной коры, залегающего между подошвой осадочного чехла и кровлей вышеописанной гомогенной толщи на глубинах от 14–15 км до 30–35 км. Характерно наличие пологих листрических нарушений, разбивающих толщу на ряд пластин, выполняющихся на коро-мантийной границе и затухающих или в девонской карбонатной платформе,

или в подошве осадочного чехла [7, 8]. В нижней части разреза консолидированной коры Прикаспийской впадины на глубинах 45–50 км выделяется толща с диффузными верхней и нижней границами, характеризующаяся умеренно повышенной отражательностью. Верхняя часть мантийного разреза мощностью от 5 до 15 км, нечетко отделяющаяся от коры, рассматривается в качестве коро-мантийной смеси. От западного борта вглубь впадины мощность коромантийная граница поднимется с 50 км до 45 км. Представляется исключительно заслуживающим внимания важным вывод авторов [7, 8] о сходстве строения консолидированной коры Прикаспийской впадины, палеопотерозойской Онежской впадины в пределах Карельского кратона и Токмовского овоида Волго-Уральского кратона.

Характерно, что на геоэлектрическом разрезе, приводящемся в работе [7], мощная толща консолидированной коры представлена линзообразным телом с *субгоризонтальной* границей кора–мантия, четко выделяющейся в разрезе, отделяя высокоомную кору (1000–4000 Ом·м) от низкоомной мантии (10–150 Ом·м), на глубинах около 50 км.

Сопоставление разрезов земной коры по данным ГСЗ и МОГТ для Прикаспийской впадины позволяет предположить, что выделяющаяся по данным ГСЗ граница МОХО на глубинах 40–44 км [1, 5] в какой-то степени (по глубинам и характеру рельефа) соответствует поверхности акустически гомогенной прозрачной и полупрозрачной высокоомной области. Небольшой участок в верхней части консолидированной коры, замещающий «хоперский» разрез, можно расценивать как часть низкоскоростной «гранитной» коры, выклинивающейся над Сарпинским прогибом. Именно здесь происходит заметное погружение фундамента и резкий подъем акустически гомогенной толщи, которая на профилях ГСЗ расценивалась как высокоскоростной «базальтовый» слой.

Важным аспектом изучения осадочных бассейнов представляется оценка его геотектонического положения во «вмещающем пространстве», рассмотрение его как части более сложной геотектонической системы, что в значительной степени определяло его эволюцию. В этом отношении интересные результаты получены при анализе палеоструктуры Прикаспийской впадины, которая традиционно рассматривается как юго-восточная часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП), развивавшаяся автономно, по крайней мере, с протерозоя. Палеореконструкции раннедокембрийской коры ВЕП показывают существование в неоархее к северу от Прикаспийской впадины крупных кратонов Сарматии и Волго-Уралии. В последнее время выделяется расположенный между ними, «связующий» кратон Хопер [8].

Новые структурно-вещественные и возрастные данные по Лосевской шовной зоне, разделяющей Воронежский кристаллический массив на Курский и Хоперский блоки, позволяют сделать вывод о принадлежно-

сти Хоперского блока к Волго-Уральскому палеократону [9]. Принадлежность Хоперского блока Волго-Уральскому палеократону, непосредственное прослеживание в пределах западной части Прикаспийской впадины «хоперского» типа консолидированной коры и сходство сейсмической характеристики консолидированной коры Прикаспийской впадины и овоидов Волго-Уралии [8] позволяют высказать предположение о том, что на раннедокембрийском этапе развития область Прикаспийской впадины входила в состав Волго-Уралии, представляя южный овощ этого палеократона, чему косвенным подтверждением служит овальная форма Прикаспийской впадины и резкое срезание структур Хоперского массива и Волго-уральской части палеократона. Обособление Прикаспийской впадины, по-видимому, обязано еще одному мощному импульсу воздействия аномальной мантии на кору, которое с некоторого рубежа (средний девон?) обусловило разнонаправленное развитие северной части Волго-Уралии и обособившейся южной части, ставшей Прикаспийской впадиной.

Приведенный материал ставит под сомнение существование резко утоненной безгранитной коры с мощностями 10–15 км и зеркальный характер положения границ фундамента и МОХО под Прикаспийской впадиной. На основании имеющихся, явно недостаточных данных МОГТ, пока следует ограничиться предположением о существенно более мощной метаморфизованной коре под Прикаспийской впадиной, и при нечеткости границы кора–мантия о большой роли коро–мантийной смеси, что, возможно, демонстрирует неоднократное воздействие аномальной мантии в виде мантийных диапиров или плумов. Новые данные показывают необходимость построения иной модели глубинного строения впадины, а также ее донеопротерозойской эволюции.

Литература

1. Гизе П., Павленкова Н.И. Структурные карты земной коры Европы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. №10. С. 3–14.
2. Егоркин
3. Иогансон Л.И. Эволюционные ряды осадочных бассейнов Западной Евразии и их глубинная обусловленность // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2002. №1. С. 38–46.
4. Иогансон Л.И. Осадочные бассейны Евразии с точки зрения их глубинной структуры // Докл. РАН. 2003. №388(1). С. 85–89.
5. Карта глубинного районирования Евразии. М.: Центргеология, 1988. Комплект карт.
6. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. М.: ГЕОС, 2010. 64 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 593).

7. Минц М.В. и др. Объемная модель глубинного строения Прикаспийской впадины: геологическая интерпретация сейсмических образов коры по опорному профилю 1-ЕВ в интервале 3390–4080 км // Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Вып. 4. Т. 2. М.: Геокарт; ГЕОС, 2010. С. 281–292.

8. Минц М.В. и др. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. №4. С. 3–29.

9. Ненахов В.М., Бондаренко С.В. Тектоническая эволюция Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива в палеопротерозое // Геотектоника. 2011. №4. С. 43–59.

10. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 525 с.

А.В. Кохан¹, Е.П. Дубинин¹, Д.Е. Тетерин², Е.С. Курбатова¹

Развитие рифтогенных бассейнов в море Скотия

Море Скотия располагается в пределах обширной котловины на стыке Южно-Американской, Антарктической и Тихоокеанской. Данный регион отличается сложностью геологического, тектонического и геоморфологического строения. На востоке море Скотия ограничено Южно-Сандвичевой островной дугой. На западе оно открыто в сторону Тихого океана и соединяется с ним проливом Дрейка. Границей плиты моря Скотия здесь служит разломная зона Шеклтона. Северным и южным обрамлением моря служит система блоков слабо утоненной континентальной коры – Фолклендского плато, банки Мориса Юинга, Фолклендского трога, микроконтинента острова Южная Георгия, Южно-Оркнейского микроконтинента и других [Удинцев и др., 2010; Barker et al., 1991]. Дно акватории моря Скотия сложено рифтогенными бассейнами различного генезиса и разделяющими их блоками с предположительно утоненной континентальной корой.

Период 1. Наиболее древним по времени является растяжение в бассейнах пулл-апарт южной части моря Протектор и Дав. Спрединг в бассейне Протектор начался 52 млн лет назад и завершился 44 млн лет на-

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт Геохимии и Аналитической Химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

зад [7]. Согласно другой версии анализа последовательности ЛМА эти процессы развивались в период от 36 до 31 млн лет назад [10]. Спрединг в бассейне Дав начался 45 млн лет назад и завершился в период 35 млн лет назад. Растижение шло с ультрамедленными и медленными скоростями порядка 1.2–2.3 см/год и было локализовано вдоль рифтовых зон, которые сохранились в рельефе дна (гребень Гевара бассейна Дав) или в рельефе акустического фундамента (бассейн Протектор). Параллельно осям спрединга располагаются симметричные последовательности линейных магнитных аномалий (ЛМА).

Период 2. Следующая стадия рифтогенной активизации затронула бассейн Паузелл и Западную котловину моря с палеоспрединговым хребтом Западным Скотия. Непосредственно западная котловина моря Скотия начала формироваться в результате спрединга на хребте Западном Скотия 35–37 млн лет назад [Eagles et al., 2004]. По другим версиям, этот процесс начался позже – 25–28 млн лет назад [9]. Спрединг шел здесь со скоростями от 57 мм/год до 15 мм/год. Спрединг на хребте завершился, ориентировочно, в период около 5–6 млн лет назад [Eagles et al., 2004]. Рифтовая зона хребта хорошо выражена в рельефе дна в виде долины, смещенной крупными трансформными разломами – хребет еще не погребен под осадками. Бассейн Паузелл по сути представляет крупный бассейн пулл-апарт, располагавшийся между двумя сдвигами [5]. К северу существовала сдвиговая зона, параллельная современной южной границе моря Скотия, а южнее – сдвиг вдоль южной окраины Южно-Оркнейского микроконтинента. В бассейне фиксируются ЛМА, его раскрытие происходило около 22–30 млн лет назад с ультрамедленными скоростями 10–17 мм/год.

Период 3. Следующая стадия рифтогенной активизации обусловлена во многом задуговыми процессами. В данный период формируются задуговые бассейны Джейн и Скан, а также, возможно, и задуговой бассейн центральной части моря Скотия. Бассейн Джейн и Скан, предположительно, сформировались в период 6–22 млн лет назад с ходе задугового спрединга в тылу зоны субдукции литосферы моря Уэдделла под Южно-Оркнейский микроконтинент и микроконтинент плато Дискавери-Брюса. В результате плато Дискавери и Брюса разделились, а от Оркнейского микроконтинента был отченен блок современной Дуги Джейн. Растижение шло со скоростями около 2–2.5 см/год. Затягивание спрединового центра моря происходило с юга на север, поэтому отмирание субдукции на севере и задуговое растижение в северной ее части продолжались в период 8–14 млн лет назад [11]. Наиболее дискуссионной является природа центральной части моря Скотия и коры котловины Шота. Данный участок мог сформироваться в ходе задугового спрединга [Barker et al., 1991], как отторженец древней коры моря Уэдделла.

Задуговое растяжение, судя по данным [Barker et al., 1991], происходит в период 5–25 млн лет назад.

Период 4. Данная стадия связана с завершением оформления структур региона. К ее началу 5–10 млн лет процессы рифтогенеза завершились либо вступили в стадию отмирания в пределах задуговых бассейнов юго-восточной части моря, на спрединговом хребте Западном Скоша, и вероятно, в центральной части акватории моря. Завершение оформления структурного плана было связано с началом раскрытия задугового бассейна восточной котловины моря Скотия 10 млн лет назад и оформлением транспрессивно-трансверсивной южной границы плиты Скотия. Вдоль нее формировались локальные бассейны пулл-апарт, а также зона рассеянного спрединга к востоку от плато Дискавери [8]. Последняя могла унаследовать зону задугового растяжения отмиравшей зоны субдукции на западной окраине моря Уэдделла. К настоящему времени активность данных структур продолжается.

Таким образом, в пределах региона моря Скотия можно выделить следующие периоды рифтогенной активизации, которые имели место в различных геодинамических обстановках и в различных частях акватории моря: 1. Спрединг в пределах бассейнов пулл-апарт на юге центральной части моря (45–52 млн лет назад), 2. Спрединг на хребте Западном Скотия и в бассейне Паузелл, в западной и юго-западной частях акватории (6–35 млн лет назад), в период 6–15 млн лет назад спрединг на хребте Западном Скотия затухал, 3. Задуговой спрединг в бассейнах Джейн и Скан, вероятный рассеянный либо задуговой спрединг в центральной части моря Скотия (10–25 млн лет назад), 4. Раскрытие бассейнов пулл-апарт вдоль южной границы моря и задугового бассейна Восточного хребта моря Скоша в восточной части акватории (0–10 млн лет назад). Характерной особенностью рифтогенеза является его протекание, судя по анализу последовательностей ЛМА, с ультрамедленными скоростями, либо близкими к ним: скорости изменились от 1.2 до 3 см/год.

Возможной причиной смещения процесса рифтогенеза с запада на восток и формирования соответствующих структур региона может быть предположение об астеносферном потоке субширотного направления, возникшем в ходе раскрытия пролива Дрейка. Предположение об астеносферном потоке, перемещающемся со скоростью около 10 см/год вдоль канала, ограниченного корнями континентов в районе пролива Дрейка, впервые было высказано С. Уэда и Г.Канамори [12] и позже было рассмотрено в работах [1, 2]. Данная точка зрения подтверждается данными о геологическом строении утоненных блоков континентальной коры, формирующих южную и северную границы плиты Скотия [Barker et al., 1991; 4]. Эти барьеры контролировали течение потока, заставляя его принимать субширотное направление.

В этой связи можно предложить следующую схему развития структур региона: астеносферный поток, продвигаясь в восточном направлении, мог привести к раскрытию вдоль древних неоднородностей континентальной коры бассейнов Протектор и Дав. Дальнейшее воздействие потока привело к формированию хребта Западного Скоша и системы сдвигов в южной части акватории с бассейном Паузелл. Хребет Западный Скоша по мере своего развития упирался в континентальный блок Фолклендского плато и испытывал отмирание спрединга. Астеносферный поток, тем временем, продвигаясь к западу привел к формированию зон субдукции, задуговых бассейнов растяжения, зон рассеянного спрединга в центральной и юго-восточной части моря. На завершающей стадии продвижения поток сформировал структуры бассейна Восточного хребта Скоша и далее продвинулся вдоль Американо-Антарктического хребта в сторону САХ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00528-а).

Литература

1. Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. № 5. С. 423–443. (<http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rjes-roohtm>).
2. Шеменда А.И., Грохольский А.Л. Геодинамика Южно-Антильского региона // Геотектоника. 1986. №1. С. 84–95.
3. Barker P.F., Dalziel I.W.D., Storey B.C. Tectonic development of the Scotia arc region // The Geology of Antarctica. Oxford: Clarendon Press, 1991. P. 215–248.
4. Barker P., Thomas E. Potential of the Scotia Sea region for determining the onset and development of the Antarctic circumpolar current / Futterer D.K. et al. (eds.) // Antarctica. Springer-Verlag, 2006. P. 433–440.
5. Eagles G., Livermore R. Opening history of Powell Basin, Antarctic Peninsula // Marine Geology. V. 185. 2002. P. 195–205.
6. Eagles G., Livermore R. et al. Tectonic evolution of the west Scotia Sea // J. of Geoph. Res. 2005. V. 110. B02401. doi:10.1029/2004JB003154
7. Eagles G., Livermore R., Morris P. Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway // Earth Plan. Sci. Lett. 2006. V. 242. P. 343–353.
8. Lodolo E., Civile D. et al. The Scotia–Antarctica plate boundary from 35°W to 45°W // Earth Plan. Sci. Lett. 2010. V. 293. P. 200–215.
9. Maldonado A., Balanya J. et al. Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica) // Mar. Geophys. Res. 2000. V. 21. P. 43–68.
10. Maldonado A., Barnolas A. et al. Contourite deposits in the central Scotia Sea: the importance of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre Flows // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2003. V. 198. P. 187–221.

11. *Maldonado A., Bohoyo F. et al.* Ocean basins near the Scotia–Antarctic plate boundary: Influence of tectonics and paleoceanography on the Cenozoic deposits // Mar. Geophys. Res. 2006. V. 26. P. 83–107.

12. *Uyeda S., Kanamori H.* Bark-arc opening and the mode of subduction // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B3. P. 1049–1061.

Г.Г. Кочемасов¹

Синхронные разномасштабные опускания – поднятия земной коры волновой природы в истории планеты

На большинстве изученных планет Солнечной системы наблюдается глобальная тектоническая дихотомия, проявляющаяся в опускании одного полушария-сегмента и поднятии другого. Лучше всего она изучена на Земле и Марсе, но наблюдается и на более мелких телах – спутниках и астероидах – в виде их выгнуто-вогнутых форм [2–4] (рис. 1). Наиболее изученный пример – астероид Эрос длиной 33 км. На выгнутой его полусфере присутствует глубокая трещина, на вогнутой – кратероподобное поднятие. Растижению и растрескиванию поднятого сегмента противостоит сжатие и выдавливание глубинного материала на опускающемся сегменте. Наиболее свежий пример выгнуто-вогнутой формы представляет спутник Сатурна Метон (рис. 1). В связи с тем, что такая универсальная особенность как тектоническая дихотомия свойственна как малым, так и большим телам Солнечной системы, причина ее лежит не во внутренней энергии тел, а связана с внешней орбитальной энергией. Движение любых тел по эллиптическим кеплеровским орбитам с периодически меняющимися ускорениями вызывает инерционно-гравитационные волны, коробящие все оболочки тел [2, 3, 5, 6]. Наиболее длинная фундаментальная волна (волна 1 длиной $2\pi R$) вызывает тектоническую дихотомию (аппроксимируется формой тетраэдра с противостоянием острой вершины и плоской грани) и одновременно с ней стремление сохранять угловые моменты полушарий путем изменения плотностей, слагающих их пород. Вот почему вдавленный Тихоокеанский бассейн преимущественно плотный базальтовый, а антиподальный африканский континент менее плотный, условно «гранитный». Граница М в океане поднята, кора тонкая, в Африке она опущена, кора мощная. Плотная мантия в океане поднимается, на континенте опускается все с

¹ ИГЕМ РАН, 129323 МОСКВА, СТАРОМОНЕТНЫЙ ПЕР., 35, KOCHEM.36@mail.ru

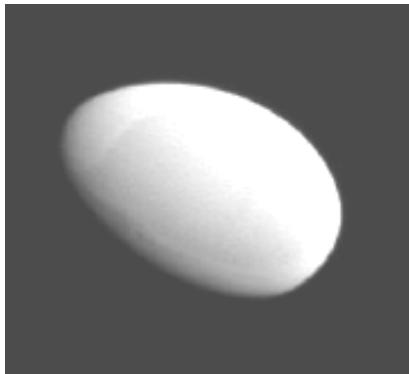


Рис. 1. Спутник Сатурна Метон (Methone) длиной около 3 км (PIA 14633) как модель волнового структурирования. На снимке видна его ведущая сторона. Направление на север вверх. Выгнутая северная полусфера противостоит плоской южной (дихотомия, волна 1). Наглядно противостояние острого и тупого концов (секторность, волна 2). Сравнить с Землей: дихотомия восток–запад, вдавленная Арктика – выпуклая Антарктика, и Марсом

той же целью уравновешивания угловых моментов “деформированных” внешней энергией полушарий-сегментов. В том же направлении меняется и химизм мантий: в океане она более железистая плотная, на континенте менее железистая, более магнезиальная и менее плотная [5, 6].

В полном соответствии с волновой природой деформирования планетарных сфер, наряду с полуширько-сегментной структурой $2\pi R$ (тетраэдр) в природе наблюдаются структуры первого обертона – волны $2\pi R$ – тектонические секторы. Восемь секторов группируются вокруг шести антиподальных вершин структурного октаэдра Земли: 1. Новая Гвинея – 2. Экваториальная Атлантика, 3. Остров Пасхи – 4. Памир–Гиндукуш, 5. Берингов пролив – 6. Остров Буве [2, 3]. «Континентальные» вершины противостоят «океаническим» и все расположены в зонах экватора, тропиков и полярных кругов, тем самым показывая, что октаэдр космически ориентирован, и что принципиальное строение Земли вызвано ее космическим (орбитальным) движением. “Структуры делаются орбитами” [2–5]. Волновая правильность и антиподальность (поднятие–опускание) тектонических секторов, соответствующих восьми граням октаэдра видна из следующих сопоставлений. Наиболее поднятой Африканской грани противостоит наиболее опущенная Тихоокеанская; менее поднятой Азиатской – менее опущенная Южно-Атлантическая; опущенной Индоокеанской – поднятая Американская; Антарктической – Северо-Атлантическая. Давно отмеченное интригующее противостояние Арктики и Антарктики является следствием волнового

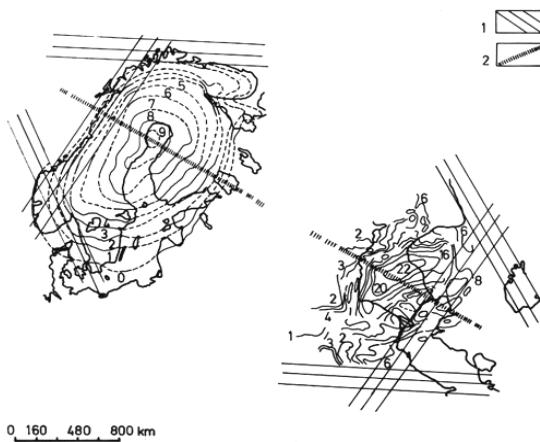


Рис. 2. Балтийский щит и Прикаспийская синеклиза. Изолинии подъема поверхности щита в мм/год, изолинии мощности чехла синеклизы в км
1 – складчатые формирования обрамления платформы, 2 – Фенно-сарматский шов

структурирования. Арктик-Антарктический симптом проявляется в любом небесном теле и особенно нагляден в вытянутых малых телах с характерным противостоянием тупых и острых концов [5].

Таким образом, основные тектонические блоки Земли – континенты и океаны, закономерно расположенные на ее поверхности, сформированы волнами 1 и 2. Поднятие, или увеличение планетарного радиуса блока (расстояния до оси вращения), влечет за собой опускание плотной мантии и границы М и утолщение коры. Опускание, или уменьшение радиуса блока, влечет за собой поднятие плотной мантии и границы М и утонение коры.

В связи с тем, что на более крупные структуры накладываются с осложнениями более мелкие и суммарные тектонические движения могут не совпадать по знаку, мощность коры варьирует. Различаются нормальная океаническая кора мощностью 5–10 км, нормальная континентальная – 35–40 км, мощная континентальная – 70–80 км, утолщенная океаническая – 15–20 км. Кора орогенов (10–80 км) в стадии опускания блоков и накопления осадков и основных эфузивов маломощная, близкая океанической, а в стадии подъема и его завершения с обильным кислым магматизмом – мощная, близкая континентальной [1, 5].

Своеобразна кора и литосфера малого континента Австралии и субконтинента Индостана. Оба поднятых блока принадлежат сильно опущенному Индоокеанскому сектору и это отражается на их в целом низкой гипсометрии, близости относительно плотной (железистой) мантии, хорошо развитой астеносфере, и, как следствие, развитии специфической металлогении.

Чередование поднятий–опусканий более крупного масштаба, а именно вызванных волной $\pi R/2$ и представленных тектоническими зернами диаметром ~ 5000 км, наиболее наглядно представлено в большом круге – экваторе. Восемь смыкающихся и чередующихся поднятых и опущенных блоков имеют глубинные корни и обнаруживаются даже на границе ядро–мантия (магнитные данные [8]). Далее вверх по разрезу их обнаруживает сейсмическая томография на разных глубинах по смене участков разной температуры и плотности [5]. Еще выше в литосфере и коре тектонические зерна представлены кольцевыми образованиями (например, суперструктура поднятого Конголезского кратона и соседняя структура в Индийском океане – самый глубокий минимум геоида Земли – -112 м). Фундаментальность этой тектонической цепочки подчеркивается ее проявлениями в географических оболочках. В Мировом океане наблюдается чередование более или менее высоких температур воды [7]. В антропосфере наблюдается чередование курчаво- и волнистоволосых популяций. В самом высоком озоновом слое смена концентраций озона следует той же схеме [5]. Обобщающие плотностные характеристики по глубине, отраженные в форме геоида, подтверждают тектоническую схему. Как и в более крупных полушарной–сегментной и секторных структурах опущенные блоки характеризуются подъемом плотной мантии (с целью компенсации потери радиуса) и симметричным расположением в глобальном масштабе. Симметрия – свойство волны [5, 6].

Внутренняя структура тектонического зерна неоднородна. На примере суперструктуры Восточно-Европейской платформы (ВЕП) можно проследить синхронное развитие поднимающегося Балтийского щита и опускающейся Прикаспийской синеклизы – двух симметричных, но тектонически контрастных блока. Швом северо-западного простирания (Фенно-сарматского, по удачному названию Б.А. Соколова) ВЕП делится на две симметричные половины (рис. 2). В районе Московской синеклизы этот шов пересекается перпендикулярным швом северо-восточного направления, делящим платформу также на две половины. Одной из интригующих особенностей ВЕП является присутствие в ней двух симметрично расположенных по отношению к шву СВ направления тектонических блоков с противоположными направлениями вертикальных движений (рис. 2). На СЗ располагается Балтийский щит, испытывающий тектоническое поднятие на протяжении, по крайней мере, последних 2 млрд. лет. В результате на поверхность выведены древнейшие архейские породы, глубина образования которых достигает 20 и более км. На противоположном ЮВ краю платформы располагается Прикаспийская синеклиза, в результате погружения которой в течение последних 2 млрд. лет в ней накопилась более чем 20-километровая толща осадков (рис. 2). Такое

погружение вызвало встречный компенсирующий подъем плотной мантии, почти заместившей гранитный слой коры.

Рассмотренные разномасштабные взаимосвязанные ундуляции тектонических блоков Земли, в ходе которых “легкая” континентальная кора утолщается и граница М опускается, а в океанических и континентальных впадинах кора утоняется и граница М поднимается, свидетельствуют об участии волновых процессов как движущих сил этого глобального явления. Коробления сфер Земли вызываются ее движением по кеплеровской орбите, эллиптичность которой была больше в начале геологической истории Земли. Подъемы и опускания тектонических блоков с целью сохранения их угловых моментов компенсируются подъемами и опусканиями плотной мантии. Сама мантия при этом становится более или менее железистой, то есть более или менее плотной [6]. Следует упомянуть, что аппроксимация небесных тел многогранниками была предложена И.Кеплером для объяснения мерцания звезд. Эта мысль великого ученого не была принята всерьез и не оценена до сих пор.

Литература

1. Кочемасов Г.Г. Орогенные зоны Восточного и Западного полушарий, особенности их гранитов и вулканитов, а также населения гор // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 364–367.
2. Kochemasov G.G. Tectonic dichotomy, sectoring and granulation of Earth and other celestial bodies // Proceedings of international symposium on new concepts in global tectonics ('98 TSUKUBA), Tsukuba, Japan, Nov. 1998. P. 144–147.
3. Kochemasov G.G. Theorems of wave planetary tectonics // Geophys. Res. Abstr. 1999. V. 1. №3. P. 700.
4. Kochemasov G.G. On convexo-concave shape of small celestial bodies. “Asteroids, Comets, Meteors” conference. Cornell Univ., U.S.A. July 1999. Abstract # 24. 22.
5. Kochemasov G.G. Coherent structurization of Earth’s geospheres from core to atmosphere and lithospheric weakness zones favorable for concentration of metals // Global tectonics and metallogeny. 2003. V. 8. P. 209–212.
6. Kochemasov G.G. Wave warping as a reason (impetus) of density (chemistry) differentiation of planets at very early stages of their formation // Workshop on early planetary differentiation: a multi-planetary and multi-disciplinary perspective. 2006. LPI. Abstract # 4010.
7. Tourre Y.M., White W.B. Indian Ocean may have El Nino of its own // EoS Trans. V. 75. N 50. P. 585–586.
8. Voorhies C.V. Steady flows at the top of Earth’s core derived from geomagnetic field models // J. Geophys. Res. V. 91. N B12. P. 12444–12466.

Модель глубинного строения Прикаспийской впадины по данным региональных сейсмических наблюдений МОГТ-ГСЗ

Прикаспийская впадина выделяется особой картиной расположения месторождений и распределения сейсмических (упругих) параметров для вмещающих массивов пород. Все крупные и уникальные месторождения расположены в бортовых частях впадины. В [4] было показано, что месторождения (Оренбургское, Караганак, Жонажол, Кинкияк, Астраханское) залегают на изометричных по форме жестких неоднородностях, характеризующихся пониженными значениями отношения скорости продольных волн к поперечным (Vp/Vs). Примерно в то же время Г.В. Краснопевцевой по профилю ГСЗ «Краснодар – Эмба» и «Манаш – Караганак» были построены разрезы отклонений времен прихода первых коровых Р-волн по отношению к среднестатистическому годографу [5]. Для блока вмещающих пород месторождения Караганак наблюдается очень хорошее совпадение между распределением в разрезе Vp/Vs и Δt по Р-волнам. Для Астраханского такого совпадения нет, на разрезе распределения аномалий Δt четко проявляется вертикальная зональность, что, по всей вероятности, вызвано большей детальностью и «направленностью» этого способа на выявление вертикальных аномалий скорости.

В конце 80-х годов прошлого века через Караганак был отработан профиль МОГТ НГ-9, пересекающийся в центральной части месторождения с профилем ГСЗ «Манаш – Караганак». По временным разрезам НГ-9 были выполнены построения по фрагментам отраженных волн в консолидированной коре и прослеживающихся в осадочный чехол [4]. Оказалось, что отражающие границы обрамляют массив, на котором залегает месторождение углеводородов, наблюдается очень хорошая согласованность между морфологией геологических границ и изолиний Vp/Vs , а также с отражающими границами МОГТ. Аналогичная картина по отраженным волнам ранее была выделена для рудных месторождений [4, 5].

В 1988–1989 гг. впервые были проведены совместные полевые наблюдения по методу многоволнового ГСЗ (геотраверс «г.Краснодар – р.Эмба») и МОГТ (профиль «батолит-2»). Результаты, выполненных исследований позволили обосновать новый подход совместной интерпретации данных ГСЗ и МОГТ. Его суть заключается в «не поисках» априорного геологического образа структуры в разных масштабах (ГСЗ и МОГТ), а составлении общей картины распределения упруго-

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

деформационных параметров в среде [4]. В отличие от глубинного разреза отражающих границ по профилю НГ-9, на разрезе в районе Астраханского свода отражающие границы ориентированы вдоль склона, преимущественно с кажущимся падением на восток. На мигрированном глубинном разрезе регионального профиля МОГТ «ЕВ-1», проходящего через всю Прикаспийскую впадину с севера на юг отражающие границы в виде листрических разломов имеют кажущиеся падения на юг [2]. Сопоставляя глубинные разрезы по профилям «Батолит-2» и «ЕВ-1» с достаточной долей вероятности можно считать, что близко к истинному падению отражающих границ на Астраханском своде и его обрамлении будет падение на юго-восток, причем существуют отражающие границы с углами падения близкими на глубинных разрезах. Падение отражающих поверхностей в юго-восточном направлении севернее Астраханского свода согласуется с гипотезой М.В. Минца [2]. Согласно ей геологические границы в Прикаспийской впадине образуют вложенные друг в друга овальные структуры, вдоль подвижек этих овальных структур формируются отражения от разрывов. На основании схожести структурной картины залегания Ромашкинского месторождения (в пределах Альметьевской синформы) с Прикаспийской впадиной делается предположение о возможной перспективе её нефтегазоносности.

Уместно заметить, что не сама сигмовидная форма распределения отражающих поверхностей во впадинах служит признаком нефтегазоносности, как отмечалось выше, аналогичная форма наблюдается и в рудных районах. Из обобщения результатов структурных построений наклонных отражений в [6] был сделан вывод о том, что их возникновение нередко связано с взаимодействием с жесткой неоднородностью в ядре сигмовидной структуры. Не менее важным признаком является отсутствие сквозного пересечения наклонным (листрическим) разрывным нарушением (отражающей границей) предполагаемого резервуара. При этом может иметь место примыкание отражающей границе к резервуару [4, 5]. Из приведенных результатов по МОГТ можно сделать заключение, что структура, картируемая по отраженным волнам Астраханского свода отличается от Карабаганакской биогермной структуры и Альметьевской синформы. Это заключение подтверждается ещё и подобием в залегании Оренбургского, Карабаганакского, Кинкияк и Жонажол и др. месторождений по параметру Vp/Vs . В общем виде образование цветковой или сигмовидной структур по данным МОГТ связано с присутствием относительно более твердого (жесткого) включения. Учитывая, облекание Астраханского свода разрывными нарушениями – отражающими границами можно полагать, что оно связано с вертикальными колебаниями земной коры (схоже с гипотезой М.В. Минца) и возможно той же природы, что и колебания уровня Каспийского моря, но образованием сдвигов из присутствия жесткой неоднородности.

Различие глубинного строения между восточным и южным бортами впадины уверенно прослеживается в нижние горизонты коры. В по-дошве коры под месторождениями: Оренбургским, Карабаганак, Жонажол и др. значения Vp/Vs относительно пониженные, под Астраханским сводом относительно повышенные. В [7] приведена классификация сейсмических моделей земной коры и верхней мантии осадочных бассейнов. Специфическими чертами Прикаспийской впадины (модель I, стр. 67) являются: аномальная мощность осадочных отложений в центральной части впадины, с тонкой консолидированной корой, резкий скачок скорости продольных волн (Vp) при переходе от коры к мантии. В центральной части впадины в верхней мантии в интервале глубин 40–60 км залегает высокоскоростное тело. Оно прослеживается под Астраханским сводом. В других бортовых частях впадины оно отсутствует. Существенное различие наблюдается в верхней мантии непосредственно под месторождениями углеводородов, так под Астраханским значения $Vp = 8.10$ км/с, $Vp/Vs = 1.73$, под Жонажол-Кинкияк $Vp = 8.00$ км/с, $Vp/Vs = 1.68$ [1]. Следовательно, различие распределения Vp и Vp/Vs в разрезах южной и восточной частей впадины прослеживается от верхней части коры и до верхней мантии включительно.

Обобщая результаты глубинных сейсмических исследований можно представить следующую «флюидно-механическую» модель Прикаспийской впадины. В её центральной части находится высокоскоростная (по Р-волнам) неоднородность, ограниченная в бортах впадины вертикальными границами раздела, которые выделяются как по скорости продольных, так и поперечных [1]. Она включает в себя две части, одна нижнекоровая, другая верхнемантийная, разделенные горизонтом с промежуточными значениями скоростей. Высокие значения Vp в мантии указывают на отсутствие или незначительное количество флюида. А резкая граница в мантии по Р- и S-волнам между Волго-Уральской антиклизой и Прикаспийской впадиной позволяет рассматривать её как зону возможной миграции флюидного потока.

Ранее в [3] центральная часть впадины на глубине 20–25 км рассматривалась как высокопрочное включение для геодинамического моделирования смежных областей. В настоящее время осадочные Прикаспийский и Каспийский бассейны признаны динамически и флюидодинамически активными структурами, в которых развитие деформационных процессов сопровождается процессами флюидизации.

Своеобразная картина распределения месторождений УВ в Прикаспийской впадине может быть представлена следующей моделью глубинного строения. В центре впадины в верхней мантии и нижней части коры залегает относительно жесткое тело. Оно является причиной формирования листрических разломов, образующих сигмовидную структуру (по данным МОГТ). В поле волн напряжений и деформаций жесткое

тело накапливает упругую энергию и диссирирует её в окружающее пространство. На поверхности тела и вблизи неё упругая энергия переходит в энергию физико-химических превращений. Продукты реакций, флюиды, возможно по системе листрических разломов стягиваются в граничные области впадины, поскольку они являются наиболее проникаемыми сквозькоровыми зонами. По этим же зонам также может проходить миграция глубинных флюидов. В верхней части коры, картина взаимодействия флюидов и геологических структур почти повторяется. Флюидные потоки притягиваются жесткими неоднородностями. Однако функции жесткого тела перераспределяются. Доминирующим свойством становится демпфирование волн напряжений и деформаций. Учитывая, что на кровле и боковых поверхностях вертикальные напряжения относительно меньше, чем вмещающей среде, там при наличии экранируемого резервуара начинают накапливаться флюиды.

Литература

1. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.
2. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + комплект цвет. прил. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 2, 400 с. + 32 с. цв. вкл. (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ).
3. Иванченко Г.Н. Неотектонические деформации, сейсмичность, наведенная сейсмичность и структурные особенности месторождений углеводородов в обрамлении Прикаспийской впадины // Динамические процессы во взаимодействующих геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2006. С. 73–82.
4. Кузин А.М. Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика (50 лет ВНИИГеофизике). Вып. 131. М.: Недра, 1994. С. 396–406.
5. Кузин А.М., Баранский Н.Л., Краснопевцева Г.В. К вопросу методологии интерпретации сейсмических данных для прогноза месторождений углеводородов // Нефтегазовая геология и освоение ресурсов и запасов углеводородов. Сб. науч. тр. К 70-летию ИГиРГИ. М.: ИГиРГИ, 2004. 332 с.
6. Кузин А.М. Диалектика в интерпретации сейсмических данных // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Мат-лы Всероссийской конференции, 22–25 апреля 2008 г. М.: ГЕОС, 2008. С. 242–246.
7. Юдахин Ф.Н., Щужин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

**Водлозерский блок (ЮВ Фенноскандия) – пример
долгоживущей фрактальной тектонической структуры
в докембрии**

Структура Водлозерского блока диаметром около 200 км вследствие плохой обнаженности слабо изучена, однако многими исследователями признано ее наиболее раннее возникновение относительно других структур Фенноскандинавского щита [1, 2, 6]. Основой для общей тектонической позиции территории является характер ансамбля палеоархейских и архейских супракrustальных и магматических комплексов, установленный геофизическими и геологическими данными, и ее контуры. В геологическом строении Водлозерского блока участвуют: а) амфиболиты по базальтам и коматиитам (около 3.4 млрд лет) в виде или монотонной толщи мощностью более 3 км (воловецкая свита), или повсеместно встречающихся их останцов (ксенолиты, скиалиты), вместе с которыми они неоднократно претерпели метасоматоз, гранитизацию и метаморфизм разной степени; б) полосчатые биотитовые гнейсы (водлозерская толща); в) автохтонные и аллохтонные тоналиты (метасоматиты по амфиболитам); г) позднекинематические граниты – сложнопостроенные многофазные комплексы лейкогранитов–аляскитов–пегматитов (рис. 1а) [1, 2, 6]. Небольшие массивы мезоархейских трондьемитов мигматизируют амфиболиты и тоналиты, но в основном представлены автономными интрузивами. Неоархейские порфировидные плагиомикроклиновые граниты семейства умеренно щелочных гранитов и, частично, лейкограниты представлены плоскими телами небольшой мощности (10–20 м) (Кубовский, Охтомозерский и др.), сопровождающимися в кровле полевошпатовыми пегматитами, развиты вдоль восточного побережья Онежского, по западному берегу оз. Водлозера и приурочены к пологим субгоризонтальным зонам отслоения (деламинация?). По восточному берегу Онежского озера авторами выявлены маломощные жилы кирпично-красных тонкозернистых, возможно, щелочных гранитов. При тоналитизации коры происходило последовательное ее утолщение, которое, по [3], характерно для многих докембрийских щитов и осуществлялось за счет выноса из верхней мантии глубинных гранитообразующих флюидов (Si, K, Na, отчасти Al).

Авторы, на основании многолетних исследований на ЮВ Фенноскандинавского щита на примере Водлозерского блока, склоняются к тому, что первоначальные границы фрагментов палеоархейской коры представляли собой тектонические структуры, соответствующие по

¹ Институт геологии Карельского НЦ (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия

форме шестигранным ячейкам Релея-Бенара, но сформированные на ос-тывающей базитовой палеоархейской (древнее 3565 млн лет) коре [2]. Рисунок зеленокаменных поясов вокруг каждого блока наилучшим об-разом соответствует определению фрактала: 1) (по Мандельброту [4], фрактал – (лат.) *fractus* – дробный и *frangere* – ломать, или суть фрактала – "изломанное", нерегулярное множество) или 2) состоящий из фрагментов. Контролирующие геометрический рисунок блока окру-жающие мезоархейские зеленокаменные пояса (ЗП) состоят из отдель-ных фракталов – простых сходящихся разломов в виде равносторонних углов, или треугольников (L стороны – «инициатор» ~ 10 км). При-родная итерация фрактала - генератора - по длине в пространстве созда-ет впечатление поясовой и сеточной структуры системы ЗП. Углы в связь с поздними тектоническими преобразованиями составляют от 30° до 150°, а фрагменты разломов часто скрыты многочисленными не-большими телами неоархейских гранитов. Авторами реставрирована форма Водлозерского блока по сохранившимся С и СВ границам, и, как полагают, она соответствует «снежинке Коха» (рис. 1а). Исходя из ре-зультатов по экспериментальным исследованиям о соотношении диа-метр – толщина льда при его замерзании на водной поверхности, напр., 120 x 10 см, можно предположить, что первоначальные размеры наме-чающегося индивидуального блока земной коры по окаймляющим его ЗП составляли: диаметр ~ 150 км и толщина – 12.5 км. Поскольку од-ним из основных свойств фракталов является самоподобие, блок со-держит информацию о всем фрактале n -того порядка, т. е. о Карело-Кольском регионе Фенноскандинавского щита (рис. 1б). Однако долж-ны существовать и самоподобные структуры – фракталы меньшего размера или $n+m$ -го порядка внутри блока, которые пока идентифици-ровать не удалось.

Большинство ЗП (напр., Сегозерско-Ведлозерский и др.) несут на себе все признаки коллизии и торошения, что подчеркивается особен-ностями их внутреннего строения, которое иногда принимают за суб-дукцию [5]. Авторами предполагается, что процесс торошения носил колебательный характер. Подводящие каналы для древнейших лав пока не установлены, и центральные части (ядра, атTRACTоры) практически всех блоков проявились только в палеопротерозое за счет внедрения крупных расслоенных плутонов (Бураковский – в Водлозерском блоке, Кийостровский – в Маленгском и т.д.) (рис. 2). В настоящее время нет возможностей выявить динамику и траекторию их внедрения, возмож-но, это своеобразная спираль (спирали?) [5], а местоположение интру-зивов своеобразные атTRACTоры (атTRACTор динамической системы – притягивающее, замкнутое, инвариантное множество в ее фазовом про-странстве [4]). Их возникновение обусловлено предыдущей динамикой астеносферы, выступающей в роли неистощенной части мантии [3] –

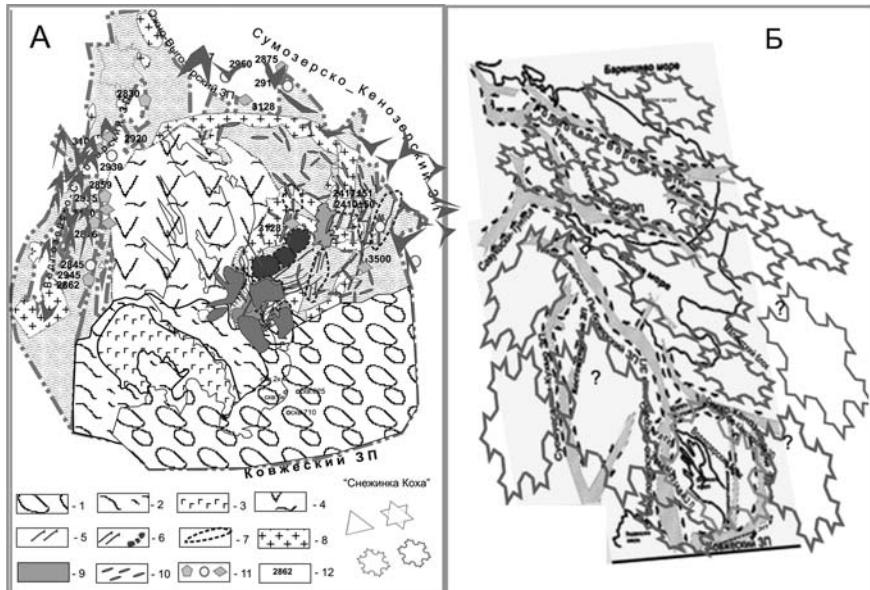


Рис. 1. А. Схема геологического строения Водлозерского блока. Фанерозой. 1 – девонские не расчлененные образования. Неопротерозой (венд или эдиакарий); 2 – песчаники, конгломераты. Палеопротерозой; 3 – кварцитопесчаники, силлы долеритов (вепсий или статерий); 4–5 – нерасчлененный комплекс осадков, в том числе доломитов, шунгитов с предположительно рифейской фауной и солей; вулканитов; долеритов; метасоматитов и др. (ятулий – людиковий или рясий – орозирий); 6 – интрузивы, дайки габброноритов Авдеевская, Шальская и др., Бураковский расслоенный plutон, (сумий–сириолий, сидерий); 7 – внутрикоровая магнитная аномалия остаточного расплава Бураковского plutона, поверхностные «волны» вокруг нее, выделенные поля гранулитового метаморфизма по геофизическим и геологическим данным. Мезопротерозой (рифей); 8 – граниты рапакиви; 9, 10 – нерасчлененный комплекс даек, в том числе габбронориты. Нео- и мезоархей нерасчлененные; 11 – изотопные возрасты, полученные Sm-Nd (а), Pb-Pb и Pb-U по цирконам и бадделеитам (б), K-Ar по биотиту и мусковиту (в) методам; 12 – значение изотопного возраста (млн лет). Врезка – пример рисования «снежинки Коха»

поставщика крупных порций магмы (плюмов) соответствующего состава (напр., коматитового, марянитового или др. (см. рис. 2б). Авторы используют этот термин, предполагая, что 1) это устойчивые особые точки для местоположения plutонов и 2) нерегулярные (сложные, неустойчивые) траектории быстро расходящихся систем, которые остаются на атTRACTоре (привязаны к нему), или системы разломов на утолщенной литосфере, контролируемые точечной динамикой астеносферы.

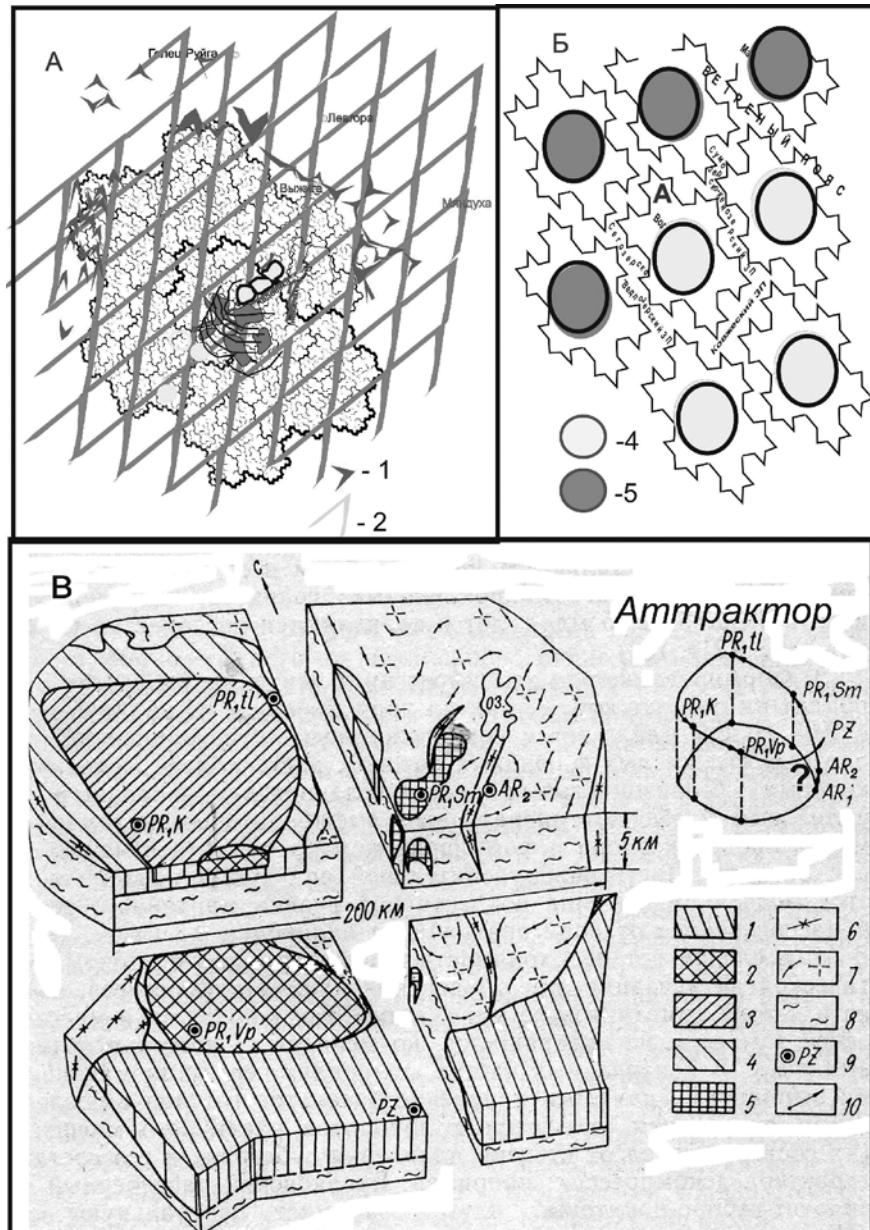


Рис. 2. Водлозерский блок («снежинка Коха»). А. 1 – фрагменты или «генераторы» мезоархейских ЗП, 2 – фрагменты или генераторы палеопротерозойской системы разломов. Б. Структура Карело-Кольского региона Фенноскандинавского щита как фрактал, состоящая из частей (аналогов Водлозерского блока), самоподобных, возможно, целой структуре 1-го (?)

порядка. «Ядра» – атTRACTоры – блоков («снежинки Коха») на астеносфере: 4 – коматитовой, 5 – бонинитовой. В. Блок-диаграмма Водлозерского блока. Палеозой. 1 – чехол. Палеопротерозой. 2–5 – интрузивы и супракrustальные комплексы: 2 – вепсийский, 3 – людиковийский, 4 – ятулийский, 5 – сумийский. Мезоархей. 6 – ЗП. Палеоархей. 7 – водлозерский комплекс. 8 – нерасчлененные (коровые) образования; 9 – предполагаемые центры магматизма – атTRACTоры (?). 10 – направление смещений магматических центров во времени

В геометрическом плане фрагменты фракталов (инициаторы) становятся более крупными ($L \sim 30$ км), но угол между ними устойчив – 30° (напр., ассоциация Бураковский плутон – Маткалахтинская структура). Исходя из современного представления о существовании трех типов границ плит: спрединговый, субдукционный и трансформный (скольжения), для докембрийского уровня коры, как правило, предпочтение отдается первым двум. С другой стороны, доказывается [6], что границы скольжения литосферных плит распространены в переходных зонах континент–океан и внутри континентов, где они обычно возникают после коллизии континентальных блоков и представляют собой самостоятельную геодинамическую обстановку, для которой характерны индивидуальные черты тектоники, магматизма и металлогении.

Выводы. На примере, в первую очередь, наиболее сохранившегося палеоархейского Водлозерского и др. блоков на Фенноскандинавском щите, с их геометрическим рисунком окружающих мезоархейских ЗП, особенностей строения их центральных (ядерных) зон как связующих звеньев – атTRACTоров – с тектоническими швами палеопротерозоя, а также выявленных закономерностей формирования разновозрастных плюмов, тенденцией их смещения в астеносфере (см. рис. 2в) и разрушения, авторы предлагают фрагментировать и детализировать изучение Кarelо-Кольского региона с учетом полученных результатов.

Литература

1. Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийско-го щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 255 с.
2. Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. История Земли в галактических и солнечных циклах. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.
3. Летников Ф.А. Условия формирования и металлогеническая специализация внутриплитных гранитов // Современные проблемы геохимии. Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых), посвященного 95-летию со дня рождения акад. Л.В. Таусона. Т. 1. Иркутск: Изд-во ИГ им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. С. 71–73.
4. Мандельброт Б.Б. Фрактальная геометрия природы. М.: ИКИ, 2002. 656 с.

5. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, губинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глущанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦРАН, 2011. 431 с. + 1 вкл.

6. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Матер. Всероссийской конференции с междунар. участием, г. Владивосток, 20–23 сент. 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. 457 с.

Г.Л. Лейченков¹

Механизмы формирования осадочных бассейнов с аномально тонкой корой на пассивных невулканических континентальных окраинах

Невулканические окраины (т.е. окраины, развитие которых не сопровождалось активной магматической деятельностью) составляют около 70% всех пассивных рифтогенных окраин. Поверхность кристаллического фундамента и дорифтовых отложений, если они присутствуют в разрезе, осложняется на этих окраинах структурами растяжения, которые часто проявляются в виде асимметричных депрессий (полуграбенов), ограниченных с одной стороны листрическим сбросом, постепенно выполаживающимся с глубиной, обеспечивая разворот (запрокидывание) висячего корового блока (рисунок). На периферии окраин (периконтинентальных рифтовых грабенов) разломы становятся пологими даже вблизи поверхности, а структуры растяжения менее выразительными, в результате чего на сейсмических разрезах они могут не распознаваться.

После эпизода растяжения земной коры следует более длительная фаза ее погружения, в результате чего рифтовый грабен заполняется осадками континентального и мелководно-морского генезиса. Подъем астеносфера, который завершается ее частичным плавлением и спредингом морского дна, приводит к разогреву и подъему земной коры внешней части рифтового грабена и, во многих случаях, эрозии накопившихся там отложений. При последующем погружении окраины депоцентр бассейна располагается на некотором расстоянии в сторону материка от этой границы.

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология) им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

Часто внешняя часть невулканических окраин осложняется подъемом верхней мантии без существенного ее плавления (т.е. мантия остается относительно холодной). Такие окраины хорошо изучены в северной части Атлантического океана (материковые окраины юго-западной Европы, Ньюфаундленда, Лабрадора и юго-западной Гренландии), где проведены детальные геофизические съемки и бурение по программе ODP. Значительная часть коры таких окраин сложена в разной степени серпентинизированными породами ультраосновного состава, образующимися в условиях экстремального растяжения и разрыва земной коры с выходом вещества верхней мантии на поверхность (рисунок; места этих выходов получили название «мантийного вскрытия» (*mantle unroofing*) или «мантийных окон» (*mantle windows*) [1, 2]. Предполагается, что вскрытие обусловлено растяжением литосферы по тектоническому срыву (детachmentу), который изгибается вверх за счет изостазии и флексурной динамики (рисунок).

Серпентинизация мантийных пород обусловлена просачиванием морской воды и, в подчиненном количестве, гидротермальных (в том числе ювелирных) растворов через многочисленные разломы, пронизывающие фундамент [2]. Степень метаморфизма затухает с глубиной и граница Мохоровичча фактически маркирует фронт серпентинизации (нижний уровень гидротермальной активности или, что более вероятно, термальный барьер для этого рода метаморфизма), т.е. постепенный переход от метаморфизованных перидотитов к неизмененным перидотитам [3]. Постепенное изменение физических свойств с глубиной приводит к тому, что современная кровля верхней мантии редко определяется на сейсмических разрезах. В экстремально растянутой коре могут присутствовать интрузивные породы (габбро) и вулканиты (базальты), образованные в результате декомпрессии и частичного плавления мантии при растяжении или разрыве коры [2]. Физические свойства ультраосновной коры невулканических окраин значительно варьируют в зависимости от степени метаморфизма пород, но в среднем верхняя ее часть, мощностью менее 3-х км, характеризуется скоростями от 4.3–5.2 км/с до 6.5 км/с с высоким (до 1 c^{-1}) вертикальным градиентом и плотностью 2.6–2.8 г/см³, а нижняя, мощностью до 4 км, скоростями от 7.2 км/с (иногда меньше) до 7.6 км/с и средней плотностью 3.15 г/см³, ниже которой, как правило, определяется граница со скоростью преломленных волн 8.0 км/с (граница Мохо) [1].

Относительно низкоскоростной слой верхней коры соответствует глубокой (от 25 до 100%) степени серпентинизации, тогда как в высокоскоростном слое серпентинизация предположительно не превышает 25 %. Плотность чистых серпентинитов составляет 2.5–2.7 г/см³. Длительное растяжение коры и литосферы на невулканических окраинах заканчивается их разрывом и началом спрединга (обычно в ультрамед-

ленном режиме) с образованием стандартной магматической коры океана.

По строению и составу кора, замещенная мантийными породами, строго говоря, не является ни континентальной, ни океанической (хотя литосфера в целом имеет континентальную природу) и поэтому в зарубежной литературе ее часто называют корой переходного типа (*continent–ocean transition*). Необходимо, однако, отметить, что этот термин не очень удачный, так как используется и для описания других обстановок. Аналогичным образом обозначается кора, испытавшая растяжение (рифтогенез) в пределах континентальной окраины, а также кора, существенно или полностью модифицированная внедрением интрузивных и излиянием экструзивных магматических пород на вулканических окраинах.

Исследования последних лет, выполненные в Антарктиде показывают, что ее пассивная (рифтогенная) континентальная окраина имеет сходство с хорошо изученными невулканическими окраинами северной Атлантики, но демонстрирует некоторые особенности своего строения, которые позволяют развить наши представления о механизме и рифтогенеза с экстремальной степенью растяжения земной коры. Ширина пассивной окраины Антарктиды (окраинного рифта) изменяется от 200 до 500 км и демонстрирует различные структурные стили, определяемые особенностями геодинамической эволюции.

В восточной части окраины, которая сформировалась в результате распада восточной Гондваны (разделения Антарктиды Индии и Австралии), по геофизическим данным выявлены участки и зоны мантийного вскрытия. Наиболее отчетливо они выделяются на сейсмических разрезах МОВ ОГТ, но также проявлены и в потенциальных полях, характеризующиеся линейными магнитными аномалиями и положительными аномалиями поля тяжести. Мощность консолидированной части земной коры на внешней части окраинных рифтовых грабенов по мере приближения к зонам мантийного вскрытия уменьшается от 5–7 до 0 км.

На континентальной окраине Земли Уилкса (сопряженной с окраиной Австралии) подъем мантии деформировал осадочный чехол, накопившийся в рифтовом грабене, с образованием протяженной линейной антиклинали, которая является дополнительным диагностическим признаком картирования зоны мантийного подъема. Иногда удается выделить магматические тела, внедрение которых обусловлено плавлением литосферной мантии. Примечательно, что на континентальной окраине южной Австралии выявлена зона мантийного вскрытия, строение которой зеркально симметрично аналогичной зоне окраины Земли Уилкса.

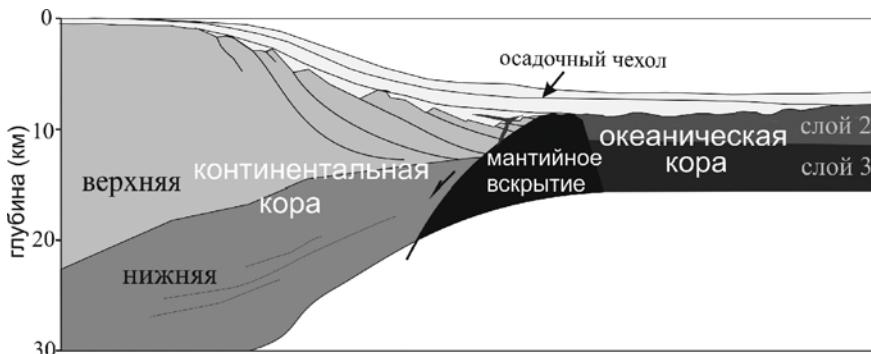


Рисунок. Принципиальная модель строения земной коры пассивной не-вулканической континентальной окраины

Литература

1. *Dean S.M., Minshull T.A., Whitmarsh R.B., Louden K.E. Deep structure of the ocean-continent transition in the Southern Iberia Abyssal Plain from Seismic Refraction Profiles: The IAM-9 transect at 40°20' N // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 5859–5885.*
2. *Boillot G., Froitzheim N. Non-volcanic rifted margins, continental break-up and onset of seafloor spreading: some outstanding questions // Non-Volcanic rifting of continental margins: a composition of evidence from land and sea / Wilson R.C.L., Whitmarsh R.B., Taylor B., Froitzheim N (eds.). Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2001. N 187. P. 9–30.*
3. *Perez-Gussinye M., Reston T.J., Phipps Morgan J. Serpentinitization and magmatism during extensions at non-volcanic margins: the effect of initial lithospheric structure // Non-Volcanic rifting of continental margins: a composition of evidence from land and sea / Wilson R.C.L., Whitmarsh R.B., Taylor B., Froitzheim N. (eds.). Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2001. N 187. P. 551–576.*

Строение фундамента и гранитоидный магматизм Курильской островодужной системы

Определение состава и возраста фундамента Большой Курильской гряды играет важную роль для решения проблемы происхождения островной дуги, поскольку эти данные позволяют оценить время заложения дуги и эволюцию ее геологического развития. Проблема фундамента здесь решалась на основании единичных находок метаморфических и интрузивных пород встречающихся в виде ксенолитов в лавах Курильских островов [1]. На основании этих данных К.Ф. Сергеев [2] предполагал под этой грядой наличие складчатого фундамент герцинского или мезозойского возраста, переработанного последующими тектоническими движениями. В тектоническом плане район Малой Курильской гряды и хребта Витязя рассматривается им, как стабильная тектоническая структура, служившая упором для распространения кайнозойских складчатых движений в смежной с ней зоне Большой Курильской гряды и представляет остаточное геоантиклинальное поднятие позднекайнозойской геосинклинальной области.

Широкое распространение пород фундамента установлено Б.И. Васильевым и нами на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги при морских геологических исследованиях. В структурном плане по данным Б.И. Васильева [3] тихоокеанский склон подразделяется на Южно-Курильскую синклиналь, Малокурильскую антиклиналь, внешнюю синклиналь, фронтальную антиклиналь и приосевой блок.

По его данным породы фундамента развиты в пределах Малокурильской и фронтальной антиклинали. В Малокурильской антиклинали, составной частью которой является подводный хребет Витязя, им выделены условно доверхнемеловые образования, (кремнистые песчаники, алевролиты, роговики, кварциты, метадиабазы, габбро-диабазы диориты и граниты), а также позднемеловой вулканогенно-осадочный комплекс, состоящий из туфогенных песчаников, алевролитов, аргиллитов, туфов, андезитовых и базальтовых порфиритов. В пределах фронтальной антиклинали Б.И. Васильевым (1979) условно выделены доверхнемеловые образования приуроченные к ядру антиклинали, а также верхнемеловые отложения аналогичные по составу Малокурильской антиклинали.

Таким образом, в строении Фронтальной и Малокурильской антиклиналей и хребта Витязя много общего. Все эти структуры сложены одним и тем же набором пород, который в свою очередь очень сходен с

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильинчева ДВО РАН, Владивосток, Россия

позднемеловыми образованиями островов малой Курильской гряды. Все это позволяет предполагать, что в пределах этих структур мы имеем дело с выходами единого позднемелового фундамента смятого в крупную синклинальную складку, ориентированную вдоль Курильской островной системы при напряжении сжатия, связанном с перемещением и погружением Тихоокеанской плиты под Азиатский континент. Фронтальная антиклиналь и хребет Витязя представляют собой крылья этой структуры, разделенные межгорным прогибом или внешней синклиналью по Васильеву, выполненным кайнозойскими отложениями осадочного чехла. Острова Малой Курильской гряды представляют блоки, вывешенные на дневную поверхность тектоническими движениями.

Отдельные выходы мелового единого фундамента, сложенного близкими по составу породами наблюдаются в Охотском море в Брауновской группе вулканов [4].

Геология хребта Витязя изучалась нами в 37 (2005 г.), 41 (2006 г.) и 52 (2010 г.) рейсах НИС «Академик М. Лаврентьев». Было выполнено 46 станций драгирования, в которых были подняты породы, слагающие фундамент и осадочный чехол этого хребта [5].

На основании определений радиоизотопного возраста, геохимических, петрографических и палеонтологических данных проведено разделение пород на несколько возрастных комплексов: магматические на – позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценовый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый, вулканогенно-осадочные – на позднемеловой – раннепалеоценовый (поздний кампан – дат), палеогеновый нерасчлененный (палеоцен–эоцен), олигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы. При этом к образованиям фундамента могут быть отнесены терригенные образования позднемелового–раннепалеоценового и палеогенового возраста, а олигоцен – плейстоценовые комплексы к осадочному чехлу. Гранитоиды установлены при драгировании Северного плато и на вершине и склонах хребта к югу от грабена Буссоль. На основании определения радиоизотопного возраста среди них выделяются породы позднемелового и эоценового комплексов.

Гранитоиды позднемелового комплекса (74.0, 78.5 млн лет). Биотит-роговообманковые граниты сложены плагиоклазом (An_{20-25}) 25–35%, калишпатом (10–12%), иногда до 30%, кварцем (15–25%), роговой обманкой до 10% и биотитом до 7%. Порфировые выделения (40–45%) в гранит-порфирах представлены олигоклазом (An_{13}) – 25–30%, калишпатом (10–15%), кварцем (20–25%), биотитом (до 7%) и роговой обманкой. Субщелочные роговообманковые граниты сложены калишпатом 40–45%, альбитом 10–15%, кварцем 10–15%, роговой обманкой 5%. Биотитовые граниты состоят из калишпат-перитта 35–40%, кварца 30–35%, зонального плагиоклаза 10–15%, биотита 7–10%, магнетита 5%.

Кварцевые диориты – мелкозернистые породы, состоящие из кристаллов плагиоклаза (30%), зерен калишпата (до 10%), кварца (15%), роговой обманки (8–10%) иногда с включениями пироксена, биотита (7–8%), титаномагнетита (до 1%). Биотит-рогообманковые порфировидные гранодиориты состоят из зонального плагиоклаза 25–35%, кварца до 10%, калиевого полевого шпата до 10%, биотита 10–12%, роговой обманкой до 15%, титаномагнетита 3–4%. Биотит-клинопироксеноевые граносиенит-порфиры сложены (40–45%) плагиоклазом (An_{48-56}) – 35–40%, клинопироксеном 10–15%, биотитом 10%, оливином 5–7%.

Эоценовый комплекс (49.2 млн лет). К нему отнесены глыбы среднезернистых массивных биотит-рогообманковых гранит-порфиров сходных с позднемеловыми гранитами, отличаясь от них меньшим количеством вкрапленников (до 30%), сложенных плагиоклазом (25–30%), калишпатом (20–25%), кварцем (20–25%), биотитом (до 8%), роговой обманкой с микропегматитовой структурой основной массы.

Гранитоиды Браутоновской группы подводных вулканов. Они занимают центральное положение в пределах Курильской островной дуги между островами Симушир и Уруп на продолжении Браутоновского хребта, вдающегося в Курильскую глубоководную котловину Охотского моря. Здесь установлены диориты, гранодиориты, граниты и сиениты позднемелового возраста [5, 6].

Диориты сложены плагиоклазом (75–80%) двух генераций: зональные кристаллы андезина An_{38-42} и зерна без двойников, роговой обманкой и редкими зернами кварца. В кварцевых диоритах содержание кварца до 10% и наряду с роговой обманкой присутствует пироксен до 20%. Среди гранодиоритов выделяются пироксен-рогообманковые и биотит-рогообманковые разности. Первые состоят из плагиоклаза An_{32-38} до 50%, пироксена до 15%, роговой обманки (5–10%), кварца до 15% и калишпата до 15%. Во вторых присутствует биотит. В граносиенитах калиевый полевой шпат преобладает или находится в равных количествах с плагиоклазом (35–40%), кварца не более 10%. Биотит-рогообманковые граниты сложены плагиоклазом (An_{25-27}) до 45%, калишпатом до 30%, кварцем до 20%, биотитом и роговой обманкой. В биотитовых гранитах калишпат до 40%, плагиоклаз (An_{24-26}) – 35%, кварц 25%, биотит 2–3% [4].

Большая часть гранитоидов позднемелового комплекса относится к породам нормальной щелочности кали – натровой серии. Отношение Na_2O/K_2O для позднемеловых гранитоидов хребта Витязя колеблется в пределах 0.89–0.99, редко превышая единицу, в Браутоновской группе – 1.04–4.59, редко опускаясь до 0.85. В высококалиевых эоценовых гранитах отношение между этими элементами опускается до 0.68–0.77.

На спайдер-диаграмме распределения редкометальных элементов для всех гранитоидов отчетливо отмечается отрицательная Ta-Nb ано-

малия, что может быть связано с влиянием пород континентальной коры на магмагенерацию. Значения отношений (La/Sm) и (La/Yb) в гранитах составляют – 4.03–6.56 и 9.29–15.8, а в диоритах и гранодиаритах – 2.00–3.52 и 3.59–4.19 соответственно. Для гранитоидов хребта Витязя отмечается отрицательная европиевая аномалия, которая более отчетливо проявлена в эоценовых гранитах (Eu/Eu^* – 0.14–0.24), чем в диоритах и гранодиоритах позднемелового комплекса (Eu/Eu^* – 0.63–0.73). Гранитоиды Браутоновской группы отличаются более низкими значениями отношений (La/Sm) 2.69–3.19 и (La/Yb) 5.86–6.45 и отсутствием европиевой аномалии (Eu/Eu^* – 0.96–1.02).

Гранитоиды из различных структур фундамента Курильской островной системы представляют собой гипабиссальные образования – производные андезитовой магмы, обладающие многими общими петро-геохимическими чертами, что обусловлено их формированием на континентальной коре в коллизионных геодинамических условиях, связанных с напряжением сжатия при перемещении и погружении Тихоокеанской плиты под Азиатский континент. Они близки позднемеловым магматическим породам Охотского моря, что может свидетельствовать о структурном единстве мезозойского фундамента Охотского моря и хребта Витязя, разобщенных в олигоцен-миоценовое время в процессе рифтогенного формирования Курильской котловины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО, проект № 09-05-98602, ДВО РАН, проекты № 09-III-A-07-320, № 12-III-A-07-122 и ФЦП «Мировой океан».

Литература

1. *Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских вулканов. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.
2. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
3. *Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 105 с.
4. *Леликов Е.П., Маляренко А.Н.* Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 266 с.
5. *Леликов Е.П., Емельянова Т.А.* Геология и вулканизм подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 329–343.
6. *Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Антонов Ю.А. и др.* Каталог подводных вулканов Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.

Тектоника деформируемых литосферных плит и геодинамическая модель формирования структур Арктического бассейна

Классическая концепция тектоники литосферных плит не в состоянии удовлетворительно объяснить происхождение основных структур Американского бассейна Арктики, к которым относятся Канадская котловина, поднятие Альфа и Менделеева, котловины Макарова и Подводников и др. Анализ противоречий, возникающих при описании мезозойской эволюции Арктики с позиций традиционной тектоники плит, приводит к трудному и ответственному, но, по мнению автора, неизбежному выводу о необходимости серьезной модификации плитотектонической парадигмы, затрагивающей самые ее основы. Из шести основных исходных положений (иными словами постулатов) классической тектоники плит наиболее уязвимым оказывается общепринятый кинематический способ описания относительного движения жестких литосферных плит по сфере Земли, основанный на известной теореме Эйлера. Отказ от этого постулата означает переход к более сложному описанию движения и деформаций литосфера, которое требует умения рассчитывать распределенные в пространстве упруго-пластические деформации литосферы совместно с количественным описанием вязких течений в верхней мантии. Такой переход к концепции тектоники деформируемых литосферных плит позволяет преодолеть трудности и противоречия классической тектоники плит, с которыми она сталкивается при анализе региональных тектонических процессов.

В рамках сформулированного подхода к описанию совместного движения литосферы и подстилающей верхней мантии с использованием данных сейсмической томографии разработана новая геодинамическая модель эволюции арктического региона в мезозое и кайнозое, которая объясняет образование впадин и поднятий на субокеанической и утоненной континентальной коре Арктического бассейна.

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

Мелкофокусная сейсмичность Японского моря и ее тектонические аспекты

В докладе представлены результаты сбора наиболее полных данных о мелкофокусной ($h \leq 60$ км) сейсмичности Японского моря в 1975–2010 гг. с магнитудами ($M \geq 3.0$), подготовки авторского каталога из 9513 событий и анализа ее тектонических аспектов (рис. 1, 2). Сбор материалов проводился по отечественным и зарубежным (Япония, КНДР, Республика Корея) сейсмологическим сводкам, включая мировые агентства NEIC/USGS и ISC (International Seismological Centre). Основным (~92.3%) источником стал каталог [11]. Точность определения положения очагов землетрясений, начиная с 1998 г., составляет в среднем 0.7 км по широте и 1.5 км по долготе и глубине. За анализируемый период в Японском море было зарегистрировано несколько сильных событий с большим количеством афтершоков, обусловивших значительный объем сводного каталога. Вторым по объему использованных данных (4.7 %) стал каталог [2], третьим (2.3 %) – каталог [6]. Данные о сейсмичности западного шельфа Среднего и Северного Сахалина с конца сентября 2005 г. брались из Оперативного каталога Сахалина ГС РАН (~0.7 %). На западе Японского моря привлекались каталог USGS/NEIC, российские сводки по Приморью и Приамурью и корейские источники. Выборка данных унифицирована по времени, моменты возникновения событий приведены к стандартному японскому времени (JST).

Судя по рис. 1 основная зона мелкофокусной, в основном коровой, сейсмичности шириной 100–200 км локализована на подводной окраине Японо-Сахалинской островной дуги между 34–52° с.ш., т.е. на протяжении ~2000 км. Остальная часть моря почти асеймична, кроме юго-востока подводной окраины Корейского п-ова. На рис. 2 эта зона имеет близвертикальное падение, расширяется и углубляется от флангов к центру от 30 до 60 км. Ее география вполне ожидаема, т.к. Японо-Сахалинская дуга – часть Тихоокеанского сейсмического пояса, где происходит более 80 % землетрясений Земли, включая катастрофические [11]. На тихоокеанской окраине входящей в нее дуги Хонсю (Токхоку) сейсмичность достигает максимального для Земли уровня и связана со встречными фокальными зонами Беньофа и Тараканова [5, 10]. В Японском море мелкофокусная сейсмичность слабее, хотя вблизи его восточного побережья регулярно происходят сильные землетрясения: Ниигатское 1964 г. ($M = 7.5$), Монеронское 1971 г. ($M = 7.5$), Япономорское 1983 г. ($M = 7.7$), Окусицкое 1993 г. ($M = 7.8$) и Невельское 2007 г.

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

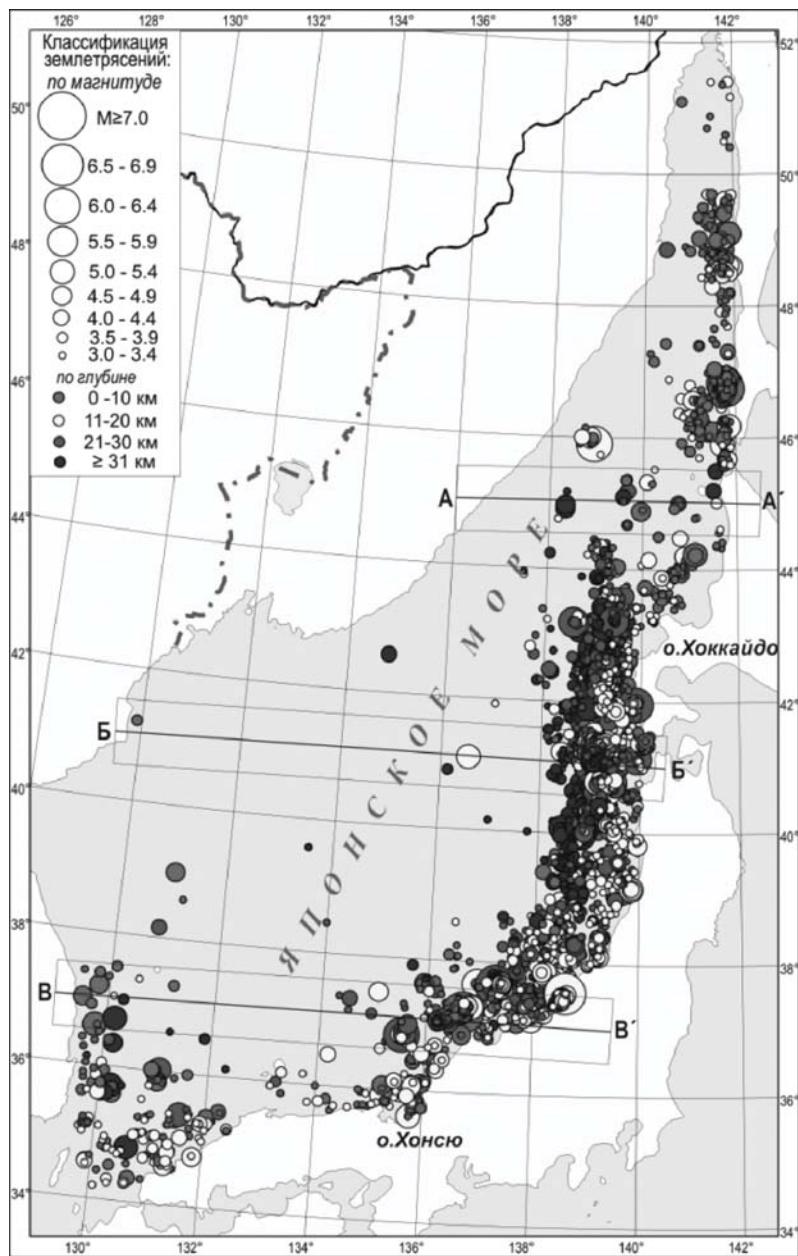


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений с магнитудой $M \geq 3.0$ на глубинах ≤ 60 км в Японском море за 1975–2010 гг. по данным авторского каталога. Отрезки прямых А-А', Б-Б', В-В' – осевые линии вертикальных шароточных разрезов сейсмоактивных объемов (см. рис. 2)

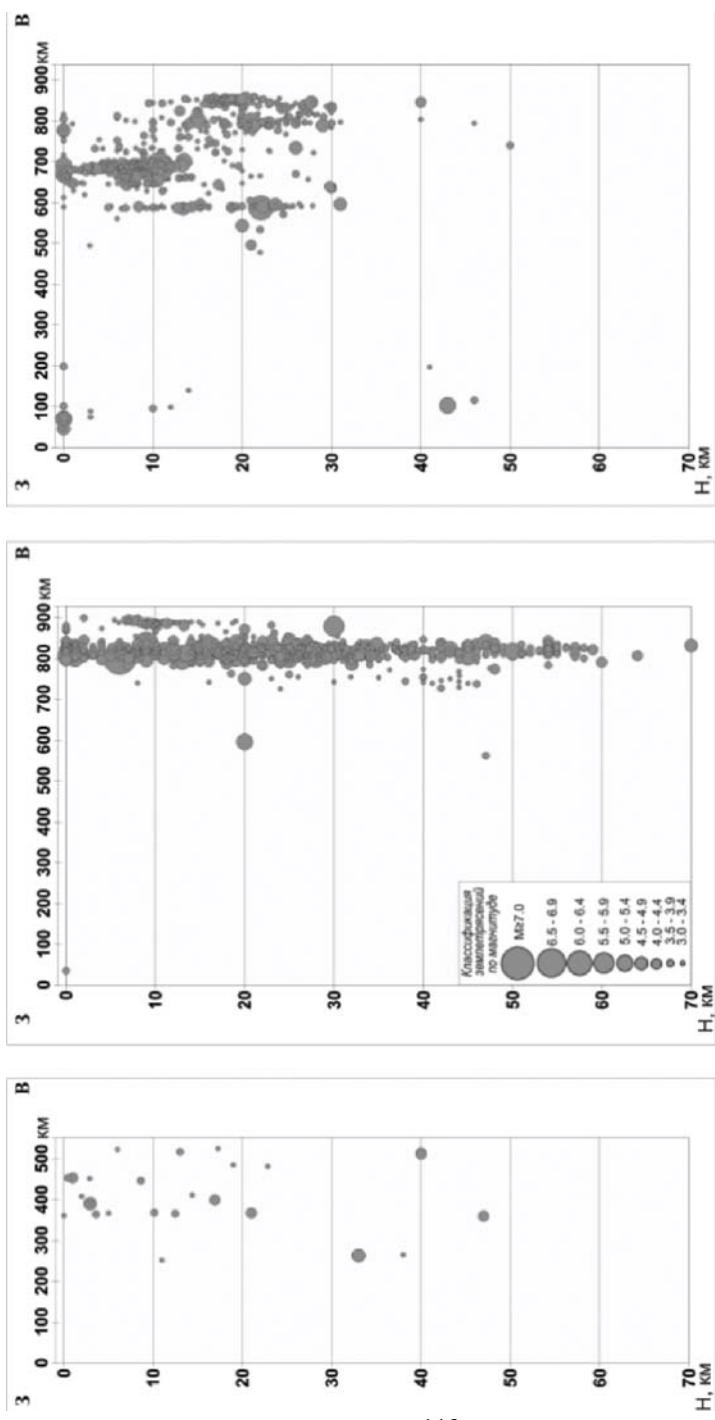


Рис. 2. Вертикальные широтные разрезы сейсмоактивных объемов по линиям А-А', Б-Б', В-В' в пределах $\pm 0.5^\circ$ относительно этих линий. Координаты концевых точек линий: А(45.0° с.ш.; 135.0° в.д.), А'(45.0° с.ш.; 142.5° в.д.), Б(41.0° с.ш.; 129.5° в.д.), Б'(41.0° с.ш.; 140.5° в.д.), В(37.0° с.ш.; 129.0° в.д.), В'(37.0° с.ш.; 139.5° в.д.)

($M = 6.2$). Близвертикальное распределение очагов стало неожиданным, например, в рамках идеи о наклонной субдукции плиты Японского моря под о-ва Хоккайдо и Хонсю, вызванной раскрытием Байкальского рифта [8, 14]. Полагают, что глубина погружения плиты за последние 2 млн лет составила 50 км при скорости 2 см/год.

При предварительной оценке тектонической природы этой зоны важно учитывать, что дуга Тохоку вместе с Японским желобом и не-глубокими (100–200 км) фокальными зонами Беньофа и Тараканова занимает входящий структурный угол с вершиной близ Владивостока, образованный фронтальными глубинными надвигами зон Беньофа Идзу-Марианской и Курило-Камчатской дуг [10]. По данным МОГТ и баланса осадков аккреционной призмы Японского желоба дуга Тохоку надвинута по зоне Беньофа на ложе СЗ Пацифики на ~90 км за последние 0.5–1.0 млн лет [5]. В ее фронте шаръяж Ойасио мощностью 10–20 км в корне, с которым связаны мега-землетрясение и цунами Тохоку 11.03.2011 г. [13]. Однако в Японском море нет параллельного дуге рифта (раздвига) той же ширины [9], что указывает на аллюхтонное залегание коры. Особо выделим вероятно дивергентную структуру Японо-Сахалинской дуги с глубинным надвигом во фронте и встречным взбросом в тылу. Формирование последнего, например, Западно-Сахалинского, вызвано медленным гравитационным сползанием коры на западном пологом склоне Камышевого моноклиниория, т.е. в тылу Центрально-Сахалинского регионального взбросо-надвига [4]. Для Японо-Сахалинской дуги эту трактовку поддерживают материалы по Монеронскому 1971 г., Углегорскому 2000 г., Ното 2007 г. и Невельскому 2007 г. землетрясениям [1, 3, 7, 12], указывающие на падение главных сейсморазрывов под дугу. С тем уточнением, что Невельская секция Западно-Сахалинского разлома является цилиндрическим взбросом [4]. Близвертикальное распределение очагов видимо контролирует региональный перегиб слоев коры и подкоровой мантии при переходе от их субгоризонтального залегания в Японском море к наклонному на подводной окраине Японо-Сахалинской дуги, маркирующий корневую зону ее фронтального глубинного надвига [4, 5, 10]. Заметим, что на окраине о-ва Хоккайдо из-за различия в масштабах сползания коры в тылу сахалинской и японской частей дуги, сейсмоактивная зона и ее разломы эшелонированы (рис. 1).

Работа выполнена в рамках госконтракта по подпрограмме «Исследование природы Мирового океана» ФЦП «Мировой океан» (2 очередь), Лот 12».

Литература

1. Воробьева Е.А. Механизм очага Монеронского землетрясения по инструментальным данным // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток, 1977. С. 68–76.
2. Каталог землетрясений юга Сахалина за период с 2000 по 2010 г. (по данным автономных цифровых сейсмических станций). Владивосток: Дальнаука, 2011. 357 с.
3. Ким Ч.У., Михайлов В.И. и др. Невельское землетрясение 02.08.2007: анализ инструментальных данных // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 4–15.
4. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Тектонические условия Невельского (02.08.2007, M~6,1) землетрясения // Там же. С. 44–53.
5. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
6. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 103 с.
7. Прытков А.С., Василенко Н.Ф. Дислокационная модель очага Углегорского землетрясения 4(05).08.2000 г. // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 6. С. 115–122.
8. Родников А.Г., Забаринская Л.П. и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. № 15. С. 33–44.
9. Сигова К.И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.
10. Тараканов Р.З., Ким Ч.У., Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 67–77.
11. JMA Earthquake Catalog (Japan Meteorological Agency; 1926.1.1 – 2011.1.1).
12. Sato H., Iwasaki T. et al. Characterization of the 2007 Noto earthquake, Central Japan: insights from seismic profiling, aftershock observations, and coseismic crustal deformation // Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo. 2007. V. 82, № 4. P. 369–379.
13. Tikhonov I.N., Lomtev V.L. Tectonic and seismological aspects of the Great Japan earthquake of March 11, 2011 // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. V. 2. № 2. P. 145–160.
14. Uyeda S. The Japanese Island Arc and the subduction process // Episodes. 1991. V. 14. № 3. P. 190–198.

Коро-мантийная граница и нижняя кора в фундаменте Восточно-Европейской платформы

Раздел Мохо (поверхность или граница Мохоровичича, Мохо, М) – планетарная поверхность, которая принята за нижнюю границу земной коры. На разделе Мохо скорость распространения продольных сейсмических волн, которую оценивают, используя методы преломленных волн (ГСЗ и другие методы, фиксирующие полого-ориентированные лучи от удаленных источников), возрастает с 6.9–7.4 до 8.0–8.2 км/сек. Соответствующие оценки плотности пород увеличиваются с 2.8–2.9 до 3.2–3.3 г/см³ [1]. В некоторых районах раздел Мохо выражен нечетко, физические параметры изменяются по вертикали более или менее постепенно в интервале нескольких километров. Сегодня известны модели коро-мантийного раздела, полученные различными методами, например: *преломленный Мохо* (соответствующий первоначальной модели А.Мохоровичича) – поверхность на глубине, где резко возрастает скорость сейсмических волн; *отраженный Мохо* – поверхность, фиксируемая наиболее глубинными протяженными отражениями или группами сближенных субпараллельных отражений на глубинах, приблизительно совпадающих с другими оценками мощности коры; *электрический Мохо* – фиксирует резкое изменением электропроводимости на глубинах, приблизительно совпадающих с *преломленным Мохо*.

Открытие раздела Мохо впервые выявило некую границу между породами, наблюдаемыми на поверхности Земли, которые стали называть «земной корой», и «мантийными» породами на глубине, характеризующимися более высокой плотностью. Оценки петрофизических характеристик показывают, что мантийные породы могут быть либо ультрамафитами, либо метаморфизованными при повышенных давлениях породами основного состава – эклогитами. С другой стороны, по своему составу эклогиты должны рассматриваться как породы земной коры. За столетие, прошедшее после открытия в 1909 г. Андреем Мохоровичичем раздела, названного его именем, представления о геологической природе этой границы кардинально расширились. Исключительно важную роль в совершенствовании наших знаний о составе пород в мантии и на нижних уровнях земной коры сыграли исследования глубинных ксенолитов, которые выносят к поверхности кимберлитовые и некоторые другие магмы. Популярно представление о том, что поверхность Мохо является зоной тектонического срыва на всем своем протяжении [2]. Анализ характеристик отражений и общетеоретических мо-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

делей литосферы позволяет предполагать, что эта граница гетерогенна [2, 3].

Современные представления о структуре и морфологии коромантийной границы опираются преимущественно на данные, полученные с применением отраженных волн в вертикальных лучах с многократным перекрытием наблюдений (метод общей глубинной точки – МОВ-ОГТ, или МОГТ). Сегодня, как и ранее, раздел Мохо рассматривается в качестве одного из наиболее четко выраженных образов коромантийной границы. Однако этот образ является значительно упрощенным, сглаженным, лишенным локальных структурных характеристик. Исследование картин сейсмических отражений (сейсмических образов) коры и верхней мантии, полученных МОГТ, совместно с результатами высокоразрешающих исследований преломленных волн, электромагнитных измерений, структурных и петрологических исследований, а также данных о современном термальном и напряженном состоянии недр позволили перейти к обсуждению условий формирования и эволюции коро-мантийной границы с гораздо большей детальностью, чем когда-либо ранее (например, [3]). Коро-мантийная граница непосредственно подстилает «зону рефлексивити» – область «интенсивно отражающей акустически расслоенной» коры, которую принято рассматривать в качестве **«нижней коры»**.

Коро-мантийная граница и нижняя кора в фундаменте Восточно-Европейской платформы: профилирование МОГТ и геологическая интерпретация. В результате недавно завершенных исследований МОГТ по профилям 1-EB и 4B на территории России и профилям проекта FIRE в Финляндии, было установлено, что «зона рефлексивити» мощностью 7–12 км практически постоянно подстилает кору палеоконтинента Кола-Карелия. Увеличение мощности нижнекорового «слоя» связано с торошением тектонических пластин в основании коры. Особенно значительное увеличение мощности, до 20 км, приурочено к окраинам палеоконтинента Кола-Карелия вдоль границы со Свекофенским аккреционным орогеном: нижнекоровый «слой» Карельского кратона здесь не только отличается повышенной мощностью, но и занимает максимально приподнятое положение вследствие взаимного надвигания-пододвигания коры Карельского кратона и пород Свекофенского орогена. В пределах Свекофенского орогена «зона рефлексивити» отсутствует. Максимальная мощность нижнекорового «слоя», связанная с нагромождением тектонических пластин, приурочена к осевой зоне Среднерусского сектора Лапландского-Среднерусского-Южноприбалтийского внутренконтинентального коллизионного орогена. Торошение нижнекоровых пластин сопряжено со взбросо-надвиговыми деформациями в верхней коре [4, 5].

Нижняя кора и верхняя мантия в пограничной зоне Кольской и Беломорской провинций «опробованы» девонскими кимберлитовыми и лампрофировыми трубками и дайками. Среди нижнекоровых ксенолитов преобладают гранатовые гранулиты, близкие по составу и возрасту мафитовым гранулитам и метагаббро-анортозитам Лапландского гранулитового пояса. Мощность реконструированного разреза коры в период метаморфизма составляет примерно 70 км [5]. Оценки возраста метагаббро-анортозитов практически точно совпадают с возрастом ранне-палеопротерозойского магматизма и высокотемпературного метаморфизма, которые зафиксировали старт палеопротерозойской эволюции, инициированной мантийными процессами плюмового типа. Очевидно, те же процессы ответственны и за формирование нижнекорового «слоя», поскольку границы области, где фиксируется «нижняя кора», совпадают с границами палеопротерозойской изверженной провинции. Нижнекоровый «слой», подстилающий Кола-Карелию и значительную часть фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП), был сформирован в течение палеопротерозоя, но ранее коллизионных событий, завершивших палеопротерозойскую эволюцию [4, 5].

Нижнекоровый «слой» Волго-Уральского кратона (еще одной составляющей фундамента ВЕП), образован последовательностью наклонных тектонических пластин практически на всем протяжении интервала 0–650 км по профилю *Татсейс*. Суммарная мощность этого своеобразного «слоя» равна ~35 км. «Слой» отделен от верхней части коры акустически прозрачной областью мощностью 10–20 км, образованной неоархейскими гранитоидами, которые при выходе к поверхности фундамента вскрыты буровыми скважинами [4]. Пространственная связь между областью скученной нижней коры и акустически прозрачным слоем, а также ограниченная роль палеопротерозойских образований указывают на неоархейский возраст нижнекорового «слоя» Волго-Уральского кратона.

Акустически гомогенные «полупрозрачные» области – еще один тип сейсмических образов коры. С приближением к ним как бы «растворяются» и исчезают все элементы структурной неоднородности, фиксируемые чередованием доменов с интенсивными и слабыми отражениями и особенностями структурного рисунка отражений. Прерывание «зоны рефлексивити» приводит к кажущемуся исчезновению границы кора–мантия, так как мантия дает сходную картину слабых отражений. Коро-мантийная граница в этих участках, фиксируется резким возрастанием скорости прохождения сейсмических волн с переходом к скорости 8 км/с, характерной для верхней части мантии. Область коры подобного типа, пересеченная профилем 1-ЕВ в Южной Карелии, пространственно и, вероятно, генетически связана с одной из двух депрессий – Онежской и Прионежской, возникших в позднем палеопротерозое. Кровля гомогенной области коры расположена на глубине 15 км,

далее она прослеживается вплоть до диффузной коро-мантийной границы на глубине около 50 км. Скоростные характеристики коры по данным ГСЗ (материалы Н.И. Павленковой) относительно повышенны, особенно в нижней части рассматриваемой области. Модельные расчеты фиксируют повышение плотности – до 2.9–2.95 г/см³ [4, 5]. Анализ геологической ситуации позволяет предполагать, что во второй половине палеопротерозоя кора в этой области была преобразована в результате внедрения мафитовых магм и высокотемпературного метаморфизма. Другой пример связан с чашебразной структурой Токмовского овоща в пределах Волго-Уральского кратона. Акустически прозрачная область размещена в его основании – поверх коро-мантийного раздела, расположенного на глубине около 60 км. Высокие значения региональных физических полей предполагают, что кора в этой области насыщена телами мафит-ультрамафитов, которые полностью или частично преобразованы в высокоплотные породы типа гранатовых гранулитов или высокотемпературных эклогитов. Закономерное положение рассматриваемой области в структуре неоархейского кратона ясно указывает на неоархейский возраст процессов, ответственных за ее формирование.

Образ коро-мантийной границы значительно варьирует. Наиболее отчетлива эта граница в пределах Кольского-Карельского региона, где она зафиксирована сменой умеренно или интенсивно отражающей «расслоенной» нижней коры акустически «прозрачной» мантийной областью. Принципиально важной особенностью являются неоднократные нарушения субгоризонтального начертания границы, связанные с изгибанием, погружением и «растявлением» в мантии фрагментов пластин «нижней коры». При этом подстилающая область верхней мантии отличается несколько повышенным количеством отражений, пунктирно трассирующих в мантийную область структуры нижней коры. Аналогичное устройство коро-мантийного раздела ярко выражено в основании архейской коры Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала. Верхнемантийные области с повышенным числом отражающих объектов, можно рассматривать в качестве «коро-мантийной смеси» с участием эклогитов. Коро-мантийная граница в основании неоархейского Волго-Уральского кратона и в основании поздне-палеопротерозойского Свекофенского аккреционного орогена имеет специфическую морфологию: последовательное погружение в мантию тектонических пластин (в случае Свекофенского орогена – островодужных и задуговых террейнов) создает своеобразный «зубчатый» облик этой границы.

Литература

1. Геологический словарь: в 2-х томах / Под ред. К.Н. Паффенгольца и др. М.: Недра, 1978.

2. Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмических отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 4. С. 85–88.

3. Cook F.A. Fine structure of the continental reflection Moho // GSA Bulletin. 2002. V. 114. № 1. P. 64–79.

4. Минц М.В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29.

5. Минц М.В., Сулейманов А.К. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + 1 папка-комплект графических приложений. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010.

А.М. Никишин¹, Н.В. Амелин², Е.И. Петров²

Новая модель строения коры Черного моря, полученная по результатам научной программы "Geology Without Limits"

Данная работа основывается на интерпретации новых региональных сейсмических профилей, полученных в 2011 году в рамках международной научной программы "Geology Without Limits", в реализации которого принимали участие специалисты из России, Турции, Украины, Румынии и Болгарии. Общая длина всех профилей составляет около 9 000 пог. км. Работа над обработкой полученных материалов еще продолжается.

В пределах собственно Черноморского бассейна по характеру кровли акустического фундамента можно выделить три типа коры (рис. 1): океаническую кору, сильно утоненную рифтингом континентальную кору и утоненную рифтингом континентальную кору.

Для значительной части кровли акустического фундамента в Западно-Черноморском и Восточно-Черноморском бассейнах характерна бугристая поверхность с ее линзовидным заполнением осадков сверху. Это отчетливо видно, например, на профиле BS-40 (рис. 1). Для современных спрединговых зон океанов и задуговых бассейнов типичен линейно-хребтовый рельеф срединно-океанических хребтов. Такой рельеф, вероятно, обусловлен растяжением литосферы и неравномерным за-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Научная программа «Геология Без Границ», Москва, Россия

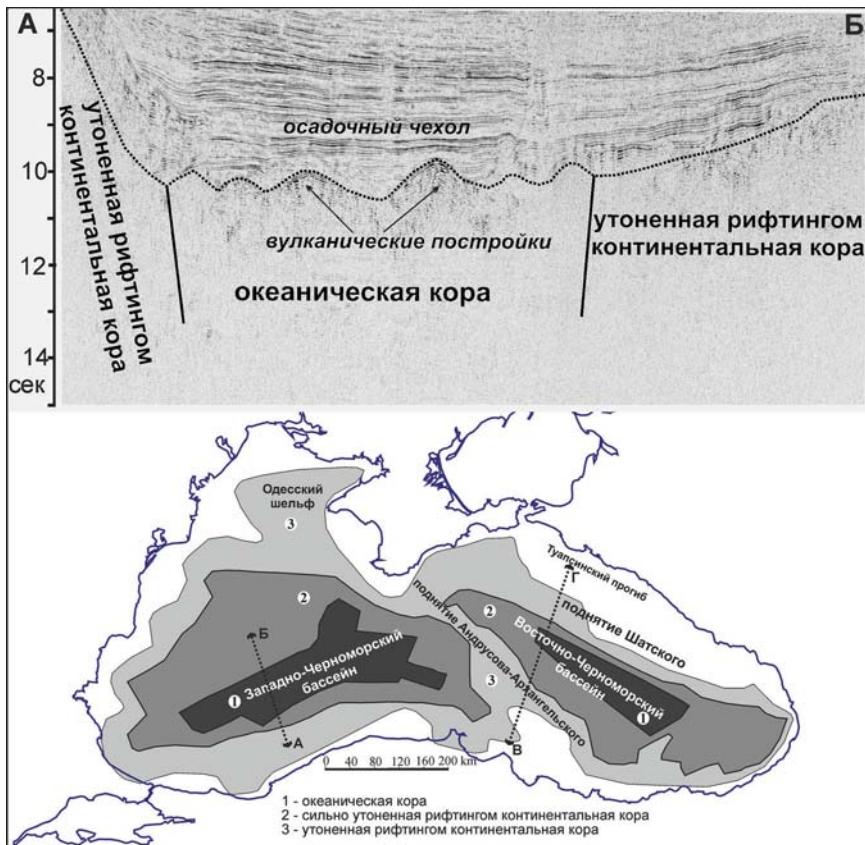


Рис. 1. Карта типов коры в Черном море, построенная по интерпретации сейсмических профилей на основе характера акустического фундамента (внизу). Вверху показан пример выделения области с океанической корой при интерпретации сейсмического профиля BS-40. Положение профиля показано на карте внизу по линии А-Б

полнением неровностей вулканическим материалом. Именно такой рельеф фундамента в пределах большей части Западно-Черноморского бассейна указывает на спрединговую природу его коры. Локально такая кора характерна и для Восточно-Черноморского бассейна, как это видно на профиле BS-90 (рис. 2).

В глубоководной части Черного моря мы предполагаем наличие сильно растянутой рифтингом континентальной коры там, где нет океанической коры с вулканализмом. Эти области часто образуют приподнятые террасы относительно районов с океанической корой. Для них ниже постстратового осадочного чехла часто отмечаются структуры типа полуграбенов.

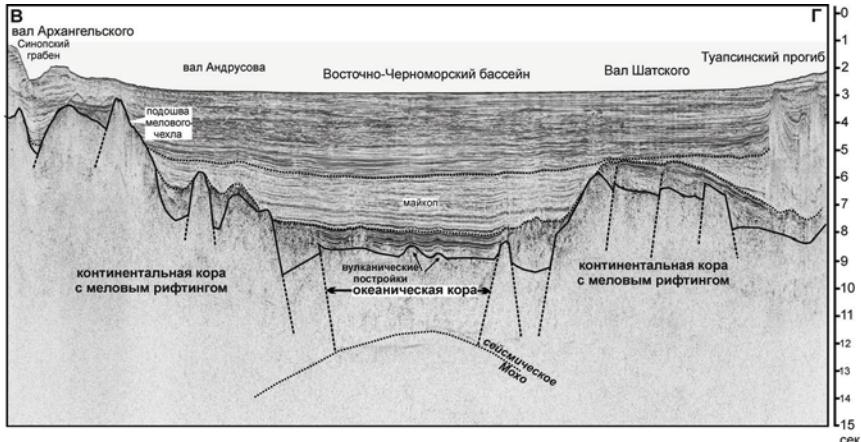


Рис. 2. Интерпретация сейсмического профиля BS-90 (его положение показано на карте на рисунке 1). В основании коры выделяется рефлектор, который считается поверхностью Мохо

В пределах Одесского шельфа и поднятия Андрусова-Архангельского также выделяются многочисленные сбросы и полуграбены. Эти области в меловое время также испытывали рифтинг.

На профиле BS-90 (рис. 2) под Восточно-Черноморским бассейном на глубинах около 12 секунд четко выделяется рефлектор, который скорее всего соответствует границе Мохо. Это первый сейсмический профиль, на котором эта граница четко выражается. Данный рефлектор практически совпадает с границей Мохо, выделенной недавно в этом районе по результатам работ на преломленных волнах в 2005 году выполненных университетом Саутгемптона [1]. На поверхности акустического фундамента над зоной с приподнятой поверхностью Мохо видны многочисленные «буగры». Это вероятный признак океанической коры с вулканализмом. Таким образом, в данном месте толщина собственно магматической океанической коры оценивается в 9–11 км.

Наши региональные корреляции сейсмических профилей показывают, что океаническая кора в Черном море имеет сеноман-раннесантонский возраст позднего мела, при этом она примерно одновозрастна в Западно-Черноморском и Восточно-Черноморском бассейнах. Рифтинг континентальной коры проходил в два основных этапа – в позднем барреме – альбе и в сеномане – раннем сантоне. С середины сантонена вся область Черного моря стала испытывать термальное погружение.

Авторы благодарны участникам международной программы за совместную работу в рамках проекта: Б. Хорн (ION/GXT), С. Какаранза (Причерномор ГРГП), Н. Каумакчи (Middle East Technical University), Е. Кожухаров и А. Васильев (Болгарская академия наук), Б.В. Сенин (ОАО

Союзморгео). Работа А.М. Никишина также была поддержана грантом РФФИ 11-05-00471.

Литература

1. Scott C.L., Shillington D.J., Minshull T.A., Edwards R.A., Brown P.J., White N.J. Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin // Geophys. J. Int. 2009. V. 178. P. 1145–1163.

Е.Б. Осипова¹

Моделирование механизма инверсии вертикальных движений литосферы Западно-Тихоокеанской зоны перехода

Аномальная активность тектогенеза Западно-Тихоокеанских зон перехода связана с взаимодействием океанского и континентального литосферных блоков. При этом механизм тектонических движений, формирующих структуры зон перехода, не достаточно изучен. Например, в центральной части Западно-Тихоокеанской зоны перехода (ЗТЗП) имеются возвышенности, которые в кайнозое стали погружаться, на основе чего делается вывод об инверсии тектонического режима в связи с началом процессов базификации «континентальной» земной коры, реликтами которой считаются указанные возвышенности [1, 6]. Моделирование эволюции тектонических режимов требует рассмотрения механизма генерации тектоносферных реологических неоднородностей и введения в модель переменных параметров плотности и вязкости.

Трёхслойная тектоносфера моделируется как кусочно-неоднородная среда, трансформирующаяся под действием локального разуплотнения в поле естественной гравитации. Использована система уравнений несжимаемой вязкой жидкости в приближении Стокса [4]. Область Ω определяется соответственно: $\alpha_1 = \alpha_1(x, z)$ – верхняя граница, $\alpha_2 = \alpha_2(x, z)$ и $\alpha_3 = \alpha_3(x, z)$ – границы раздела слоев, $\alpha_4 = \alpha_4(x, z)$ – нижняя граница, $0 \leq x \leq a$. Динамическая вязкость слоев μ_i , плотность $\rho = \rho_i$ ($i = 1, 2, 3$). В основном состоянии имеем равновесие, в возмущенном – движение под действием разуплотнения в среднем слое. Решение имеем в виде супер-

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

позиции основного бесконечно малого и соответствующего ему возмущенного решения [4]. Исследуемое полупространство арифметизировано переменными Эйлера, что соответствует определению поля в актуальной конфигурации.

Для каждого слоя области Ω общее решение определяющей системы уравнений с учетом условия неразрывности определяет бесконечно малое поле скоростей $\mathbf{V}(v_x, v_z)$ однозначное, непрерывное и обращающееся в нуль на бесконечности [5]. Решение получаем с точностью до постоянных коэффициентов, которые являются функциями всех параметров области Ω и определяются из соответствующего характеристического уравнения, которое получаем из заданных граничных условий. Его решения определяют возможные поля скорости движения каждого слоя рассматриваемой области Ω . Начальные условия для определяющей системы определяют при $t = 0$ состояние покоя.

При моделировании использовались данные по Охотоморскому зевну ЗТЗП, которое имеет мощную (до 200 км) астеносферную линзу с максимальным разуплотнением в аномальной зоне порядка 0.2 г/см^3 [2, 3]. Относительно вмещающей мантии вязкость астеносферы понижена, и её расчетные значения варьируют в интервале $10^{21} - 4.0 \cdot 10^{20} \text{ пуз}$ и ниже [1]. Численно-графический анализ выполнен в безразмерных величинах для следующих физико-механических параметров прямоугольной области Ω с горизонтальными границами раздела слоев: $g = 9.8 \text{ м/сек}^2$, $0 \leq a \leq 3000 \text{ км}$, $H = 420 \text{ км}$, $H = 42 \text{ км} + h_1 + h_2 + h_3$, где $h_1 = 63 \text{ км}$, $h_2 = 210 \text{ км}$, $h_3 = 105 \text{ км}$ мощности слоев. Горизонтальные размеры тыловодужных бассейнов составляют порядка 1200 км , но расчетное горизонтальное значение области Ω принято равным 3000 км . Полагаем, что в этом случае влияние боковых эффектов на конфигурацию движения в центральной, собственно исследуемой части, является пре-небрежимо малым. В безразмерных координатах имеем заданные поверхности раздела слоев, начиная с верхней $\alpha_1 = -0.01$ (-42 км), $\alpha_2 = -0.025$ (-105 км), $\alpha_3 = -0.075$ (-315 км), $\alpha_4 = -0.1$ (-420 км). Для иллюстрации результатов моделирования приведен вариант тестового расчета инверсии «купол»–«прогиб», наблюдаемой в центральной части в зоне максимального разуплотнения области Ω . Соответствующие значения вязкостей верхнего и нижнего слоев $\mu_1 = 2.0 \cdot 10^{21} \text{ пуз}$, $\mu_3 = 10^{22} \text{ пуз}$; вязкость среднего слоя меняется. Соответствующие значения плотностей составляют $\rho_1 = 3.3 \text{ г/см}^3$, $\rho_3 = 3.4 \text{ г/см}^3$. Заданная плотность возмущенной среды среднего слоя: $\rho_2 = 3.3 \text{ г/см}^3 + \Delta\rho_2(\xi, \eta)$. В верхнем и нижнем слое мантии плотность постоянна. В расчётах использовано поле разуплотнения $\Delta\rho_2(\xi, \eta)$, аппроксимированное полиномами пятого порядка в зависимости от глубины по данным С.А. Болдырева и С.А. Кац [3]. Предварительно, количественные данные распределения скоп-

ростей V_p по корреляционной формуле $\rho = (0.4 \cdot V_p + 0.24) \text{ г}/\text{см}^3$ [1] были переведены в соответствующее численное поле плотностей.

По результатам обобщения численно-графических результатов тестовых расчетов при различных наборах входных данных по вязкости и плотности слоев имеем инверсию «купол»—«прогиб» в аномальной зоне действия максимального разуплотнения и соответствующее распределение расчетных значений скоростей движения слоев, вертикальных перемещений деформированных поверхностей, интенсивности поля напряжений, градиента модуля вектора скоростей [7].

На рисунке приведены векторные графики поля скоростей области Ω для режимов «куполя» и «прогиба». При значениях вязкости слоев: $\mu_1 = 2 \times 10^{21}$ пуз, $\mu_2 = 9.5 \times 10^{20}$ пуз, $\mu_3 = 10^{22}$ пуз в центральной части модели в верхнем слое формируется «купол» (рисунок), при значениях вязкости слоев: $\mu_1 = 2.0 \times 10^{21}$ пуз, $\mu_2 = 4.0 \times 10^{20}$ пуз, $\mu_3 = 10^{22}$ пуз в центральной части верхней части модели формируется «прогиб» (рисунок).

В режиме «куполя» движение среды в среднем слое происходит по схеме конвективной ячейки с восходящим потоком в разуплотнённой области и нисходящими – у боковых границ модели. Максимальные вертикальные составляющие скорости движения среды в восходящем и нисходящем потоках достигают 1.0 мм/год. Движение среды в подстилающем и перекрывающем слоях однодirectionalено с движением смежных областей среднего слоя и происходит с меньшими скоростями. Максимальное поднятие верхней границы достигается над разуплотнённой областью и происходит со скоростью до 0.6 мм/год. Наибольшие значения нормальных и касательных напряжений имеют место в зоне максимального разуплотнения. Выражена зона центрального поднятия верхнего слоя. В зоне разуплотнения имеем максимальные значения градиента модуля вектора скоростей. Смежные области в подстилающем и перекрывающем слоях характеризуются убыванием этого параметра. Таким образом, при близких значениях вязкости среднего и верхнего слоёв «всплытие» разуплотнённого вещества вызывает «штамповое» поднятие верхнего слоя, а также восходящий поток вещества нижнего слоя. В краевых частях модели во всех слоях имеет место компенсационное проседание среды [7].

При снижении вязкости среднего слоя до значений порядка $\mu_2 = 6.0 \times 10^{20}$ пуз имеем нейтральный режим: куполообразование на границе среднего и верхнего слоев компенсируется утонением верхнего слоя, при этом верхняя граница остается горизонтальной.

В режиме «прогиба» максимальное поднятие верхней границы достигается в бортовых зонах со скоростью 1.4 мм/год, максимальное опускание имеем в средней части со скоростью 1.5 мм/год. Взаимодействие слоя пониженной вязкости с перекрывающим слоем меняется. Разуплотнённое вещество растекается под перекрывающим более вязким

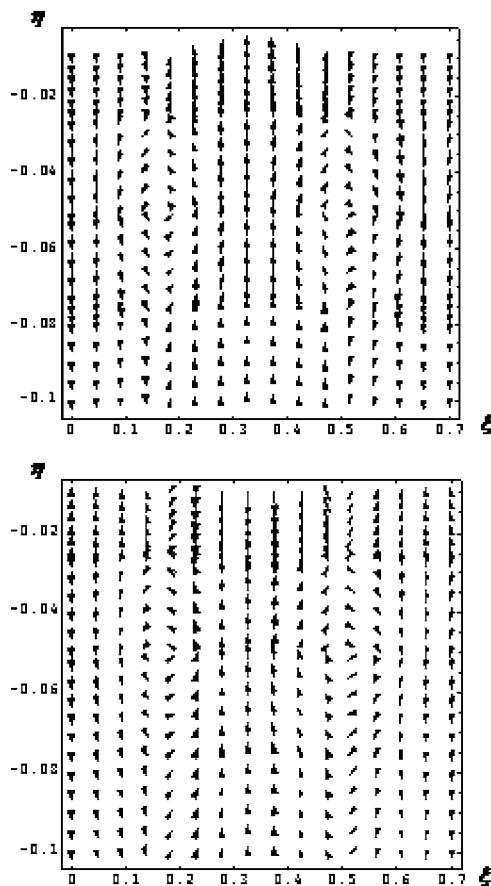


Рисунок. Векторные графики поля скоростей области Ω для режимов: центрального «купола» (а) и центрального «прогиба» (б)

верхним слоем, вызывая его утонение и проседание свободной верхней границы. Значения скоростей возрастают до 2.3 мм/год для вертикальной составляющей и до 1.3 мм/год – для горизонтальной. Движение среды в подстилающем и перекрывающем слоях однонаправлено с движением смежных областей среднего слоя и происходит с меньшими скоростями. Распределений изолиний интенсивности напряжений показывает, что наибольшие значения нормальных и касательных напряжений достигаются в зоне наибольшего разуплотнения. Выражена зона центрального опускания верхнего слоя и сопутствующего утонения зоны разуплотнения в среднем слое. В области разуплотнения среднего слоя имеем две зоны максимальных значений градиента модуля вектора скоростей, непосредственно над которыми в верхнем слое расположены

аналогичные зоны. У боковых границ имеем постепенное убывание указанного параметра [7].

Предлагаемая модель даёт возможность объяснить характер движения трёхслойной тектоносферы зоны перехода под действием локального разуплотнения в слое пониженной вязкости – в астеносфере. При этом движение астеносферного вещества имеет характер конвекции, поддерживаемой притоком и оттоком флюидов, а движение надастеносферного и подастеносферного слоёв связано с их механическим взаимодействием с конвектирующей астеносферой. Таким образом, в астеносфере, разделённой на звенья ЗТЗП образуются постоянно действующие конвективные ячейки, продуцирующие тектогенез вышележащей литосферы.

Литература

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. Болдырев С.А. Мантийные неоднородности активных окраин мирового океана // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986. С. 43–50.
3. Болдырев С.А., Кац С.А. Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту // Вулканология и сейсмология. 1982. № 2. С. 80–84.
4. Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М., Непомнящий А.А. Устойчивость конвективных течений. М.: Наука, 1989. 320 с.
5. Морс Ф., Фешбах Г. Методы теоретической физики. Т. 1. М.: ИЛ, 1958. 930 с.
6. Родников А.Г., Вадковский В.Н. Механизм формирования структур переходной зоны западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 1982. №3. С. 88–91.
7. Bezverkhny V.L., Osipova E.B. A possible mechanism of inversion of the vertical lithosphere movements in the back-arc basins of the West Pacific region // Russian Journal of Pacific Geology. 2009. N 2. V. 3. P. 128–136.

Граница М и разделяемые ею земная кора и верхняя часть мантии в геодинамических процессах и изостатических моделях

Земная кора является внешней твердой оболочкой планеты, покрываемая атмосферой и гидросферой и подстилаемая верхней мантией, ограниченной сверху границей М. Она сформирована в процессе первичной и продолжающейся дифференциации мантии и в процессе эволюции под воздействием эндогенных и экзогенных процессов меняет свою структуру, в том числе необратимо. Это в меньшей степени относится к океанической коре, имеющей относительно короткий период существования и почти не подвергающейся экзогенной переработке. Поэтому океаническая кора на всем громадном протяжении от осей спрединга срединно-океанических хребтов (СОХ), где она новообразуется при дифференциации мантии, до осей субдуктивных желобов, где она поддвигается под континент и поглощается мантией, отличается стабильной структурой и слабо варьирующими мощностями, физическими свойствами и литологией. Это предопределяет возможность её обратимой интеграции с мантией в условиях охлаждения, повышенного сжатия и уплотнения (кроме небольших низкоплотных фракций, вовлекаемых в новообразование континентальной коры). Резко измененная экзогенными процессами и длительно формируемая континентальная кора утратила способность к обратимости и считается непотопляемой в мантию. Но это относится к её части, перекрывающей нижнюю кору и доступную для геологических наблюдений, в том числе для лабораторных исследований её свойств при высоких давлениях и температурах, отвечающих верхам мантии. Уплотнение при этом до мантийной нормы не происходит. Однако остается ещё нижняя кора, физические свойства и возможный состав которой приближены к третьему океаническому слою, обладающему свойством обратимости.

Для анализа динамической и изостатической структуры системы земная кора – мантия в первом приближении достаточно представить земную кору однородной, подстилаемую однородной мантией. Уровень погружения поверхности коры – границы Д (дневная и донная поверхности) меняется от + 8 до -6 км (не считая узких субдуктивных желобов и одиночных вершин гор), а её подошвы – границы М – меняются в том же направлении от -80 км до -10 км. На плоскости в системе координат (Нд, Нм), где Н – уровни погружения границ Д и М, вырисовывается коровая линза, которая, подобно айсбергу, погружена в мантию по за-

¹ ВГУП «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

кону Архимеда, что отвечает и принципу изостатической компенсации (давление любой колонки ниже уровня максимального погружения коры постоянно, что отвечает данным плотностного моделирования и прямым расчетам изостатических колонок, пусть даже с определённой дисперсией, которую можно связать с некоторой неоднородностью коры). Но к этой модели, в принципе подтверждающей существование изостатической компенсации, остаются вопросы: какая причина формирования такой коровой линзы – ведь агрессивная эрозия на протяжении первых миллионов лет выровняла бы поверхность суши; почему в ней не проявляется отличий континентальной и океанической коры в области их выделения при идентичных фиксируемых уровнях поверхностей коры (от +2 км до -5 км) и уровнях поверхности мантии (от -40 км до -12 км).

Во втором приближении кора аппроксимируется двухслойной моделью. В нижнюю часть коры (НЧК) попадает нижняя кора континентов и третий океанический слой. Скоростной диапазон НЧК от 6.5 до 7.6 км/с (с учетом общепринято включаемых в НЧК линз коро-мантийного слоя в диапазоне скоростей от 7.2 до 7.6 км/с). В верхнюю часть коры (ВЧК) попадает вся покрывающая НЧК кора. На континентах это верхняя кора, промежуточный и осадочный слои, в океанах – первый и второй океанический слои. Скоростной диапазон ВЧК от 1.6–2.0 км/с до 6.4 км/с.

На основе огромной статистики по широко публикуемым скоростным разрезам и колонкам коры получены следующие параметры типов коры. В океанах мощность ВЧК меняется от 0 до 7 км, мощность коры от 40 км (Исландский плутон) до 6 км, отношение мощности ВЧК к мощности коры меняется в диапазоне от 0 до 0.3. На континентах мощность ВЧК меняется от 7 до 40 км, мощность коры от 10 км до 60 км (в исследованном диапазоне), отношение мощности ВЧК к мощности коры меняется от 0.3 до 0.7. При этом при идентичной мощности коры и глубине её погружения мощность ВЧК в континентальной коре в 2 и более раз выше, чем в океанической. В отличие от НЧК, ВЧК хорошо исследована геологическими методами, включая бурение. На континентах вся ВЧК генетически континентальной природы, начиная с верхней коры (кристаллического фундамента или гранитно-метаморфического слоя и кончая осадочным слоем, возникшем при эрозии фундамента и далее в процессе метаморфизма формирующим промежуточный слой и верхнюю кору). В океанах ВЧК генетически океаническая (сформированная в процессе дифференциации мантии вместе с НЧК с добавлением синокеанических осадков). Исключение составляют терригенные осадки небольшой мощности (до 2–3 км), стекающие с континента, пересекающие пассивные континентальные окраины и аккумулирующиеся на примыкающей океанической коре до удалений до 300–400 км от границы континент–оcean по возможностям транзита.

Таким образом, только двухслойная модель коры, в которой резко обособляются по параметрам и литологии типы континентальной и океанической ВЧК, позволяет дифференцировать кору на два типа.

В трехслойных и многослойных моделях коры (получаемых при разделении ВЧК на слои) кора каждого типа разделяется на свои типы (подтипы). Так, на континентах, если ВЧК представлена только верхней корой, выделяются щиты, если в ВЧК доминирует осадочный слой, то выделяются прогибы и глубокие впадины, если промежуточный слой выходит на поверхность и обладает значительной мощностью, то выделяются орогены, складчатые пояса и зоны коллизий. В океанах резкое сокращением мощности ВЧК и её отношения к мощности коры характерно для СОХ с мощной корой, а увеличение мощности ВЧК – для желобов.

Если взять одинаковые по мощности колонки океанической и континентальной коры, то по соотношению мощностей ВЧК и НЧК (резко пониженном в океанической коре) очевидно, что средняя плотность колонки океанической коры выше, чем идентичной по мощности колонки континентальной коры. Отсюда следует, что плотность мантийной части изостатической колонки в океанах существенно меньше, чем на континентах. Это подтверждают и данные ГСЗ, и данные глубинной сейсмомагнитографии. При этом граничная скорость по поверхности мантии растет от СОХ, где её значение 7.7 км/с, к котловинам со средним значением граничной скорости 7.9 км/с и далее к желобам со значением скорости до 8.4–8.8 км/с. На континентах скорость в мантии под корой возрастает от погруженных под водный слой растяжных (дивергентных) областей к кратонам и складчатым поясам.

На планете выделяются две последовательности геоструктур, каждая из которых полукольцом дополняет другую до полного кольца. В первой нарастание скорости (плотности) в мантии происходит от СОХ через котловины к желобам. В другом направлении от осей СОХ нарастание плотности в мантии идет от СОХ через котловины, пассивные континентальные окраины, кратоны к складчатым поясам, граничащих с желобами. Таким образом, кольцо геоструктур начинается от дивергентных СОХ и по разным направлениям замыкается на конвергентных желобах и надвигающихся на них конвергентных складчатых поясах. В складчатых поясах, орогенах и зонах коллизий кора конвергентно скучивается и выдавливается в атмосферу (что резко повышает уровень её поверхности) и как бы вдавливается в мантию, резко понижая уровень её поверхности. Но последнее было бы невозможным в условиях резкого повышения плотности в мантии, если бы переуплотняемая мантия сама бы не погружалась в менее плотные мантийные оболочки, освобождая место для скучивающейся коры.

Всё это приводит к конвективному кругообороту мантии. В коре и мантии выделяются многочисленные реологически ослабленные зоны

(астеносфера, астенолинзы, астенослои, волноводные каналы), определяющие возможность тепломассопереноса вдоль них. В глобальной конвективной ячейке выделяется восходящий канал, по которому разогретая и разуплотненная мантия поднимается вверх (это оси спрединга COX), верхний горизонтальный канал (например, приуроченный к глобальному волноводу, выделяемому на глубинах от 90 до 110 км и вероятно отвечающему уровню изостатической компенсации коры, подошва которой нигде не доходит до глубин этого волновода), нисходящий канал, отвечающий зонам субдукции, где переуплотненная сжатая и охлажденная мантия погружается, и нижний горизонтальный канал (возможно, связанный с астеносферой на глубинах 200–400 км, где массоперенос направлен в сторону разуплотненной разогретой мантии). Кора втягивается в течение мантии (как лёд в течение гидросферы), формируя фиксируемые тектонические формы. При этом естественно, что влияние вертикальных разогретых и охлажденных каналов распространяется выше верхнего горизонтального конвективного канала, что и формирует COX, субдуктивные желоба и зоны коллизий выше этого канала на всю мощность изостатической колонки.

Нижняя часть коры, как отмечалось, не ответственна за её деление на континентальный и океанический типы. Мощные линзы коромантийного слоя (рифтовые подушки), обычно приуроченные к осям континентальных и океанических рифтов, не выходят за пределы областей этих рифтов. Так, при переходе от COX к котловинам океаническая кора сразу становится тонкой. Вероятно, коро-мантийный слой остается в пределах аномально разогретых зон до полной дифференции его, не прекращающейся и в настоящее время. А наращивание мощности коры в конвергентных зонах континентов происходит преимущественно за счет ВЧК, относительная и абсолютная мощность которой нарастает от континентальных подводных погружений к кратонам и горным поднятиям (вплоть до того, что местами на поднятиях почти не фиксируется НЧК). Этого бы не было, если бы в зонах конвергентного сжатия континентальной коры в целом росла её мощность как в ВЧК, так и в НЧК. Остюда вывод, что всё же НЧК континентов, как и НЧК океанов, в районе зон субдукций и коллизий при уплотнении интегрируется с мантией.

Выходы

ВЧК континентов имеет необратимую эволюцию и при смене геодинамических процессов перераспределяется по площади. НЧК земной коры планеты в целом и большая часть ВЧК океанов при определенных условиях могут интегрироваться с подстилающей мантией. Все эти процессы определяют изменение уровня границы M во времени и физические свойства подстилающей мантии.

Природа границы М по геофизическим данным

Граница М или граница Мохоровичча (сокращенно Мохо) была выделена харватским сейсмологом Мохоровичичем в 1910 году по записям близкого землетрясения. Было показано, что на наблюденных годографах этого землетрясения отмечался резкий излом со сменой скоростей продольных волн от 6.0–7.0 км/с на 8.0 км/с. Это соответствовало преломляющей границе на глубине около 30 км. По величине скорости, характерной для ультраосновных пород, эта граница сразу же получила свое геологическое объяснение, как граница между основными и ультраосновными породами или граница между земной корой и верхней мантией.

Позже методом глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) от границы М были получены интенсивные отраженные волны, то есть было показано, что это – резкая граница двух сред с разными физическими свойствами. Это было довольно неожиданным результатом, так как предполагалось, что при интрузивной активности земной коры в ее низах формируется зона постепенного перехода от легких пород к более плотным. Таким образом сформировалась резкая граница до сих пор остается дискуссионной проблемой.

Работами ГСЗ было установлено также, что форма границы М изучива по площади, она прогибается под горными сооружениями и поднимается под впадинами. Глубина до границы М увеличивается в центральных областях континентов до 50–55 км и уменьшается на их окраинах до 20–25 км [4]. В океанах Мохо залегает на глубине 5–10 км. Тесная связь глубины границы М с дневным рельефом отражает одно из главных свойств этой границы: на ней осуществляется изостатическое равновесие земной коры. Ранее предполагалось, что такое равновесие осуществляется на кровле астеносферы, а не внутри жесткой литосферы.

Отмеченные закономерности в структуре границы М отражают еще одно характерное свойство этой границы: ее подвижность в геологическом времени. Образовавшиеся в результате тектонических движений прогибы под горными сооружениями со временем исчезают после разрушения гор, и в платформенных регионах Мохо залегает уже практически горизонтально. Обратная картина наблюдается под глубокими осадочными бассейнами. При формировании впадин граница М обычно поднимается под прогибами фундамента, но в последующее геологическое время, когда осадочные породы впадины уже существенно метаморфизованы и по плотности мало отличаются от кристаллических по-

¹ Институт физики Земли РАН

род, граница М снова выравнивается. Примером может служить Днепровско-Донецкая впадина и ее преобразованная часть – вал Карпинского. При этом в верхней мантии часто остаются реликты древнего положения этой границы – отражающие горизонты в виде зон повышенной неоднородности [6]. Таким образом происходят такие изменения в структуре границы М, также остается дискуссионной проблемой.

Новые проблемы по определению природы границы М возникли при глубинных сейсмических исследованиях методом ОГТ, основанном на регистрации вертикальных отражений. Если при ГСЗ эта граница выделяется по интенсивным закритическим отражениям (отражения на больших удалениях от источника), то при ОГТ вертикальные отражения регистрируются редко, и граница М выделяется обычно как граница между неоднородной (мутной) корой и более прозрачной верхней мантией. То есть на границе М происходит общая смена характера неоднородности среды: высокочастотная неоднородность земной коры меняется на низкочастотную неоднородность верхней мантии, и граница М не является достаточно резкой для высокочастотных вертикальных отражений.

Математическое моделирование по построению границы, которая создавала бы интенсивные многофазовые закритические отражения и слабые вертикальные отражения, показало, что наиболее вероятной является модель расслоенной пачки с изменениями скорости между отдельными прослойями от 6.8–7.0 до 8.6–8.7 км/с. Эти изменения должны происходить не резко, чтобы на них не образовывались вертикальные отражения. Объяснить природу такой границы и отдельных ее прослоев не просто. Можно высказать лишь предположения, что низкоскоростными прослойками являются разрушенные породы с повышенной пористостью, а аномально высокие скорости в отдельных прослоях объясняются анизотропией мантийных пород. Возникает вопрос, как могла образоваться такая граница?

Возможное объяснение связано с особенностями изменения механических свойств вещества земной коры с глубиной. Так в работах [2, 3] отмечается, что согласно лабораторным данным по изучению механических свойств пород земной коры при высоком давлении и температуре, следует ожидать увеличение их пористости на глубине около 10–15 км, а на глубине более 30 км (глубины Мохо) переход с состояния истинной пластичности. Возможное увеличение пористости на глубине 10–15 км подтверждено геофизическими данными, по которым на этой глубине в земной коре часто выделяются слои с повышенной электропроводностью и пониженными сейсмическими скоростями (волноводы). Это подтверждено и результатами Кольской сверхглубокой скважины, вскрывшей такой слой.

На уровне Мохо переход вещества в состояние истинной пластичности может быть причиной формирования слоев повышенной и пони-

женной скорости. Это связано с тем, что вещество в таком состоянии характеризуется пониженной проницаемостью и под ним могут образоваться прослои с повышенным содержанием глубинных флюидов, то есть прослои с пониженными сейсмическими скоростями. Подтверждение этому предположению получено по некоторым электромагнитным данным [1, 5]. Флюиды способны коренным образом преобразовывать горные породы, превращая его в пластичное вещество. Это означает возможность формирования на уровне Мохо ослабленных прослоев, по которым происходит течение материала и подвижки отдельных блоков земной коры.

Такая модель границы М объясняет многие ее особенности. Прежде всего, ее подвижность в пространстве и времени. Выравнивание границы М под разрушающимися горными сооружениями и другие процессы изостатического ее выравнивания могут происходить за счет перетекания вещества по ослабленным зонам. Подвижки блоков земной коры вдоль таких зон тоже выравнивают эту границу и превращают ее в зону высоких напряжений, в которой образуются анизотропные прослои с аномально высокими сейсмическими скоростями.

Подвижность границы М может иметь и другую природу. Сейсмическими исследованиями показано, что при крупных преобразованиях земной коры эта граница не просто опускается или поднимается, она разрушается и снова формируется на определенных уровнях давления и температуры. В результате можно наблюдать «двойное Мохо», то есть древнюю и более молодую границу. Примером возможной древней границы М является отражающий горизонт, выявленный в Западной Европе ниже границы М на глубине 40 км [7]. Эта глубина типична для границы М во внутренних частях континентов, в Западной Европе она наблюдается на аномально малой глубине – около 30 км. В данном случае сокращение мощности земной коры произошло возможно в результате эклогитизации ее нижней части. Реликт древнего Мохо сохранился благодаря неоднородности механических свойств этой границы.

Таким образом, подошва земной коры, граница Мохоровичча или Мохо является не только границей смены состава вещества, это граница изменения его механических свойств. Представлена эта граница неоднородной пачкой анизотропных и флюидонасыщенных слоев, которые формируют интенсивные закритические отражения, но не образуют вертикальных отражений. Повышенная пластичность этой неоднородной пачки создает условия для подвижности Мохо в пространстве и времени, для ее выравнивания при разрушении гор или уплотнения осадков в глубоких впадинах. Граница М меняет также свое положение при трансформации континентальной коры орогенного типа в платформенную кору, и при переработке континентальной коры в субокеаническую, формируясь на определенных уровнях давления и температуры.

Описанная структура границы М характерна для континентальной коры и коры переходного типа мощностью более 15–20 км. Подошва тонкой океанической коры изучена менее детально, так как на ней обычно не образуются отраженные волны и поэтому ее природа в данной работе не обсуждается.

Литература

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Лебедева И.А., Барацков И.С. Магнитотеллурическое зондирование коровых проводящих зон // Физика Земли. 1984. № 9. С. 50–56.
2. Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатационного состояния горных пород // ДАН СССР. 1978. Т. 249. №4. С. 817–821.
3. Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М.: МПР, РАН, ВНИГеосистем, «Дубна». 2003. 221 с.
4. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPLOBE / Ред. А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И. Павленкова. Вып. 2. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 559–599.
5. Jones A.G. Electrical conductivity of the continental lower crust / Foundation D.M., Areulus R. and Kay R.W. (Eds.) // Continental lower crust. Development in Geotectonics 23, 1992. Elsevier. P. 81–143.
6. Pavlenkova N.I. Double Moho in the Dnieper-Donets basin // C.R. Acad. Sci. Paris (Academie des Sciences). 1995. T. 321. Serie 11a. P. 85–93.
7. Snyder D.B. A Caledonian age for reflections from a relic Moho in Scotland // Am. Geophys. Un. Geodyn. Ser., 1991. V. 22. P. 307–313.

Л.В. Панина, В.А. Зайцев¹

Особенности формирования структуры Прикаспийской впадины на новейшем этапе

Прикаспийская впадина, расположенная на юго-востоке Русской платформы, входит в состав единой Каспийской мегавпадины, включающей также впадины Среднего и Южного Каспия. В тектоническом отношении

¹ Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия

она соответствует одноименной синеклизе – наиболее погруженной (до 22 км) структуре. Район исследования охватывает область Прикаспия, традиционно называемую Прикаспийской низменностью. На севере и северо-западе пограничными структурами являются новейшие поднятия, развивающиеся на склонах Волго-Уральской и Воронежской антеклиз соответственно, на западе и юго-западе – структуры Скифской плиты: Ергенинское поднятие и зона погружения вала Карпинского. Восточным ограничением впадины служат поднятия предгорного прогиба Уральского орогена. В современном рельфе Прикаспийская впадина – слабо расчлененная низменная равнина с абсолютными отметками от 0 до –20 м.

Согласно последним исследованиям глубинное строение Прикаспия представляется как серия блоков континентальной коры разного времени консолидации, отделенных друг от друга зонами долгоживущих разломов [1]. Осадочный чехол Прикаспийской впадины сложен породами подсолевого палеозойско-раннепермского, соленосного кунгурского и надсолевого верхнепермско-кайнозойского комплексов. Эти породы образуют бескорневые складки, осложненные диапирами и разрывными нарушениями, нередко наследующими разломы фундамента. Формирование их во многом связано с развитием Уральского и Донбасского орогенов в герцинское время, а также обусловлено проявлением предплиоценовой фазы тектонической активизации на новейшем этапе развития.

С целью выявления новейшей структуры Прикаспия и корреляции ее с древними дислокациями был проведен комплексный структурно-геоморфологический анализ, дополненный автоматизированной обработкой рельефа с помощью программ LESSA и Global Mapper по данным ASTER GDEM. При проведении структурно-геоморфологического дешифрирования использовались косвенные геоморфологические признаки, такие как: обрамление поднятий озерами и эрозионными понижениями, характерный рисунок речной сети, изменение уклонов и превышений рельефа и др. Выявление новейших структур в условиях равнинного рельефа вызывает определенные трудности. Поэтому структурно-геоморфологическое дешифрирование топографических карт и спектрально-ゾнальных космических снимков дополнялось анализом детальных радиарных изображений, позволяющих обнаруживать погребенные структуры в районах с отрицательными значениями абсолютных отметок рельефа, что особенно важно для Центральной части Прикаспия, испытавшей за новейший этап (с олигоцена по ныне) существенное прогибание.

Особое место занимает компьютерная обработка рельефа с использованием программы LESSA. Эта программа позволяет автоматически выявлять линии водоразделов, долин (будем называть их штрихи) и рассчитывать их статистические характеристики в скользящем окне: общую плотность штрихов, плотность штрихов каждого направления, «розы-диаграммы» распределения штрихов по направлению, степень и

направление вытянутости роз-диаграмм, линии вытянутости др. Построенная таким образом схема линий вытянутости роз-диаграмм элементов рельефа с окном осреднения 135 км сопоставлялась с результатами структурно-геоморфологического дешифрирования и дислокациями глубинных структурных планов, главным образом, поверхностью фундамента. На международной тектонической карте Каспийского моря и его обрамления (ред. В.Е. Хайн, Н.А. Богданов, 2003) наблюдается достаточно хорошее сходство конфигураций линий вытянутости с изогипсами и разломами фундамента. Так, в линиях вытянутости рельефа нашли отражение основные структуры фундамента: Астраханский свод, ряд относительных поднятий в пределах Центрально-Прикаспийской депрессии и Сарпинского прогиба, характеризующегося развитием соляных куполов. Отчетливо выражаются в рельефе разломы фундамента северо-западного и северо-восточного простирания, вдоль которых наблюдаются резкие изменения простирания линий вытянутости [4].

В результате проведенных исследований в области повышенной денудационной равнины Подуральского плато был выявлен ряд новейших поднятий, обрамляющих Прикаспийскую впадину с востока. Они выражены в рельефе амплитудами 325–100 метров, которые уменьшаются по мере приближения к центральной, наиболее погруженной области впадины, и соответствуют системе поднятых структур фундамента на глубинах -7; -8 км, среди которых Ачицольская, Карапульдинская, Енбекская и др. Поднятия с меньшими амплитудами (150–100 м) обрамляют впадину с севера и соответствуют Север-Северо-Западной бортовой зоне и Волгоград-Оренбургской системе моноклиналей фундамента. Намечаются малоамплитудные, с нулевыми отметками рельефа, поднятия на западе и юго-западе, представляющие собой продолжение новейших дислокаций Скифской плиты. Южным обрамлением Прикаспийской впадины на сушу также является серия новейших погребенных положительных морфоструктур, выявленных по радарным изображениям, которая в целом соответствует поднятиям фундамента Астраханско-Актюбинской системы: Астраханскому, Северо-Каспийскому, Эмбенскому. Некоторые из выявленных положительных форм рельефа прослеживаются на структурных картах горизонтов палеозойских комплексов (верхнедевонском, визейском, башкирском) на глубинах 5–6 км. Следует отметить, что не всегда наблюдается абсолютное совпадение контуров глубинных и поверхностных структур. Для многих районов характерно частичное наследование новейшими структурами древних. К некоторым поднятиям тяготеют соляные купола (Шалкарское, Индерское). Так, хорошо прослеживается в рельефе поднятие с амплитудой 25 м в районе озера Индер, которое не выделяется в фундаменте и обусловлено развитием соляного диапиризма. Новейшие поднятия фиксируются на радарных изображениях и в центральной области аккумулятивной равнины

Прикаспия с нулевыми и отрицательными отметками рельефа, где они часто являются обращенными по отношению к структуре фундамента. К ним, как правило, приурочены соляные диапиры, что свидетельствует об образовании их вследствие соляной тектоники, например, частное поднятие в районе н.п. Уштаган.

Помимо поднятий на космических снимках были отдешифрированы системы линеаментов разного ранга. Преобладающими простирациями линеаментов на большей площади Прикаспийской впадины являются северо-западные и северо-восточные; на юге, в районе Каракульско-Смушковской зоны появляются и субширотные направления, на востоке – субмеридиональные. Некоторые протяженные линеаменты фрагментарно совпадают с зонами разломов фундамента, установленными геофизическими методами, и являются границами крупных структурных единиц. Так, северная граница Прикаспийской впадины с Восточно-Европейской платформой проходит вдоль линеамента восток-северо-восточного простирания; южнее, параллельно ему разлом фундамента также имеет отражение в рельефе, который отделяет крутой северный склон Прикаспийской впадины от более погруженной по фундаменту Волгоградско-Оренбургской системы моноклиналей. Прослеживается в рельефе разлом северо-западного простирания, отделяющий Прикаспийскую впадину от кряжа Карпинского на юге. Разрабатываются долинами рек и субмеридиональные разломы, ограничивающие впадину с востока. Линеаменты северо-западного простирания также коррелируются с разломами фундамента. Один из них следует вдоль участка долины реки Волги, другой проходит северо-восточнее его. Фрагментарно наследуют разломы фундамента линеаменты субмеридионального простирания на северо-западе Прикаспийской впадины. Некоторые из линеаментов являются новейшими разломами, выделенными предыдущими исследователями: Азгирский, Жолдыбайский, Эмбенский и др.[2].

Таким образом, проведенные исследования показали, что новейшая структура Прикаспийской впадины формируется в соответствии с деформациями фундамента и в контексте с окружающими ее структурными элементами. Особенно это ощущается на восточной периферии Прикаспия, где впадина граничит с орогенным поднятием Урала, оказывающим непосредственное воздействие на рост новейших структур ее обрамления, которые испытывают устойчивое поднятие, начиная с миоцена. Втянутая в поднятие в позднем миоцене и развивающаяся под воздействием Кавказского орогена, Скифская плита [3] также оказывает влияние, что выражается в продолжении структур преимущественно северо-западного простирания в Прикаспий на юго-западе и западе района. Прикаспийская впадина окружена развивающимися структурами и сама вовлечена в новейшие деформации, проявлением которых являются малоамплитудные, едва выраженные на поверхности,

поднятия, испытывающие рост на фоне погружения впадин. Развитие их сопровождается образованием линеаментов преимущественно северо-западного, северо-восточного и субмеридионального (главным образом, на востоке) простираций, наиболее протяженные из которых наследуют разломы фундамента.

Литература

1. Астраханский карбонатный массив: строение и нефтегазоносность / Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2008. 221 с.
2. Геология СССР. Т. XXI. Западный Казахстан. Часть 1. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1970. 343 с.
3. Зайцев В.А., Панина Л.В. Неотектоника и геодинамика Скифской плиты // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. №1. С. 3–7.
4. Панина Л.В., Зайцев В.А. Рельеф северного Прикаспия как отражение деформаций фундамента // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем: материалы XXXI пленума геоморфологической комиссии РАН. 5–9 октября 2011 г. Астрахань: Техноград, 2011. С. 41–45.

В.Н. Патрикеев¹

Геологическая природа и механизм образования границы М в океане

Основная информация о строении низов коры, границы Мохо и верхней мантии была получена по материалам геофизических методов, среди которых ведущими являлись сейсмические исследования. На начальном этапе это работы методом ГСЗ, по материалам которого выделено 4 типа земной коры: континентальный, приматериковый, котловинный и океанический. Затем исследования КМПВ, по результатам которых проведено горизонтально-слоистое расчленение океанической коры с выделением в ее низах слоев с повышенной и пониженнной скоростью. И, наконец, многоканальные исследования МОГТ, на основании которых удалось выяснить характер тектонической и литологической расслоенности коры и верхней мантии. Полный набор сейсмических данных этими методами был получен в Северо-Западной котловине.

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

не Тихого океана в районе между Курильским желобом и возвышенностью Шатского. Анализ всех этих материалов позволяет по-иному взглянуть на природу границы М в океане, о ее положении во времени и пространстве.

Нижняя часть коры – слой 3В. Повсеместно перекрывается однородным по сейсмическим свойствам слоем 3А (скорость сейсмических волн 6.8 км/с, хаотическая, слабоконтрастная запись отраженных волн). Породы этого слоя являются прочными и хрупкими, поскольку разрушаются субвертикальными разломами, о чем свидетельствует множество уступов в его кровле и кровле слоя 2 с вертикальной амплитудой сотни метров. Согласно представлениям большинства исследователей он сложен габбро. В отличие от слоя 3А слой 3В по всем сейсмическим материалам является самым неоднородным в консолидированной коре. Так, по данным КМПВ в одних районах (Северо-Западная котловина) он характеризуется пониженной (6.3 км/с и менее) [4], в других (плита Картографов) повышенной (до 7.5 км/с) [3] скоростями преломленных волн. По материалам МОГТ слой 3В насыщен наклонными, контрастными отражающими площадками, часто выполняющими в его нижней части до горизонтали. Эти площадки фиксируют наклонные прослои или пачки слоев мощностью до 0.3 км с аномально низкими относительно вмещающих пород акустическими свойствами, которые рассматриваются [2] как трещиноватые или разломные зоны. Кровля слоя 3В является прекрасной структурной границей, на которой хаотичные слабоконтрастные отражения слоя 3А сменяются на контрастные, наклонные северо-западного падения отражения слоя 3В. Внутри последнего на глубинах 12–12.5 км, где происходит выполнование разломных зон, выделяется контрастный горизонт, мощностью до 0.7 км, с аномально низкими значениями акустической жесткости [2]. Структуру самой нижней части слоя 3В определяют короткие, субгоризонтальные отражающие площадки.

Структурные изменения на границе слоев 3А и 3В, выражающиеся в изменении углов падения разломов от субвертикальных в слое 3А до 25–20° в слое 3В, свидетельствуют о существенно различающихся прочности пород и вещественного состава этих слоев. Литостатическое давление здесь составляет 0.15–0.16 ГПа. Установленный в слое 3В механизм разрушения для габбро и базальтов осуществляется при существенно больших давлениях обжатия: от 0.40 до 0.65 ГПа [1]. Следовательно, слой 3В слагают породы менее прочные, чем базальты и габбро с примерно теми же или чуть меньшими скоростями сейсмических волн. Таким свойствам наилучшим образом соответствуют петельчатые серпентиниты, поскольку скорости в них близки скоростям в габбро, а механизм разрушения, типичный для слоя 3В, осуществляется при очень низких давлениях обжатия 0.15 ГПа и более.

Таким образом, исходя из анализа представленного материала, можно заключить, что слой 3В сложен серпентинизированными перидотитами, причем в районах с повышенными скоростями в низах коры доля перидотитов существенно возрастает, а в районах, где в слое 3В наблюдается инверсия скоростей сейсмических волн, широко развиты наклонные отражения и выделяется контрастный горизонт, в низах коры развиты преимущественно серпентиниты.

Верхняя мантия, граница Мохоровичича. По материалам КМПВ в земной коре и верхней мантии зафиксированы в среднем более высокие скорости в сравнении с данными сейсмологии. Например, в КМПВ на границе М часто фиксируются скорости 8.4–8.8 км/с, в сейсмологии выше 8.0–8.1 км/с, как правило, не отмечаются. Из этих материалов также следует, что в диапазоне глубин 15–40 км практически отсутствует градиент скорости. Кроме того, несмотря на значительное изменение скорости при переходе от коры к мантии на сейсмограммах КМПВ и ГСЗ доминируют интерференционные головные волны от границы М, а не отраженные, которые не удается выделить в пределах всей области регистрации. Объяснением этого факта занимались многие исследователи. Автор склоняется к мнению, что переход от коры к мантии в этом случае должен быть в виде градиентного слоя, мощностью несколько километров, осложненного тонкими слоями с инверсной скоростью.

На разрезах МОГТ граница М не выделяется. Некоторые исследователи принимают за нее контрастный горизонт, который в большинстве случаев располагается на 1.5–2 км выше Мохо. На разрезах в пределах верхней части мантии регистрируются короткие, субгоризонтальные отражения. В эксперименте "DELP" [5] зарегистрирована интенсивная волна при малых взрывах на расстояниях 300–500 км. Японские исследователи определили эту волну как закритически отраженную от границы в верхней мантии. По положению начальной точки 200–300 км в предположении, что скорости в покрывающем и подстилающем эту границу слоях соответственно равны 8.0 и 8.3 км/с, они определили глубину границы, от которой зарегистрирована волна, равной 33 км.

Учитывая характер расслоенности низов коры и верхней мантии, особенности волновых полей, зарегистрированных в методах КМПВ, ГСЗ, а также принимая в качестве начальных условий установленный в [2] серпентинитовый состав нижней части коры предлагается структурно-вещественная модель границы М и верхней мантии, которая объясняет выявленные особенности волновых полей, характер тектонической и литологической расслоенности и распределения скоростей. В основе этой модели предполагается два взаимосвязанных процесса: серпентинизация перидотитов и характер тектонической расслоенности.

Кровля первичной мантии располагалась в подошве слоя 3А. Ее серпентинизация происходила по субвертикальным трещинам раскалыва-

ния, а интенсивность этого процесса варьировала по латерали и уменьшалась с глубиной. В результате сформировались блоки с различной степенью серпентинизации. Уменьшение прочности пород, особенно в глубоко серпентинизированных блоках, в которых на глубине 12 км произошло выполаживание разломов до горизонтали, обусловило перераспределение напряжений, срыв на этой глубине верхней толщи и изменение тектонической расслоенности в нижней толще до горизонтали. Таким образом, на глубине 12 км возникла структурная граница, ниже которой мантия приобрела линзовидное строение с перидотитовым содержанием линз и серпентинитами в межлинзовых прослоях. Согласно данным ГСЗ, КМПВ ниже этой границы образовался переходный слой, мощностью 2–3 км, в котором происходит возрастание скорости сейсмических волн с глубиной за счет увеличения содержания перидотитовых линз. Интервал глубин 15–35 км по данным ГСЗ и сейсмологии характеризуется постоянной скоростью 8.0–8.1 км/с и, следовательно, выдержаным содержанием перидотитов и серпентинитов. Устойчивая граница по закритически отраженным волнам в эксперименте "DELP"[5] на глубине 33 км определяет положение предельной глубины серпентинизации перидотитов. Ниже нее скорость сейсмических волн возрастает до 8.5 км/с.

Предложенная структурно-вещественная модель позволяет понять многие установленные в последние десятилетия особенности геологического строения Северо-Западной котловины Тихого океана, которые не находили объяснения в традиционных представлениях о строении коры и верхней мантии. Так, непонятно было происхождение облекаемых позднекайнозойскими осадками множества холмов и гор. В рамках предлагаемой модели это серпентинитовые диапиры. Не находили объяснения плиоцен-плейстоценовые деформации вертикальной амплитудой многие сотни метров при практически полном отсутствии сейсмической активности (магнитуда землетрясений менее 4). В рамках предлагаемой модели слабая сейсмическая активность определяется малой мощностью (менее 2 км) жесткой части океанической коры, механически связанный от мантии. Не могла получить объяснения компенсация изостатических аномалий от локальных поднятий базальтового фундамента на уровне границы М, поскольку в этом случае необходимо было допустить очень низкую вязкость пород мантии. В рамках предлагаемой модели погружение корней локальных поднятий в мантии происходит посредством раздвижения перидотитовых линз в стороны по серпентинитовым прослойям.

Литература

1. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
2. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 207 с.
3. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан). М.: Наука, 1988. 88 с.
4. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 118 с.
5. Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific. Part III: Seismic Structure Revealed by Explosion Experiments / Eds. Shozaburo Nagumo et al. // Bull of Earthq. Res. Inst. Univ. of Tokyo. 1990. V. 65. P. 105–133.

В.Г. Пашенко¹

К вопросу о возможном механизме формирования сибирских траппов

Одним из наиболее интересных и масштабных событий в геологической истории Земли было излияние позднепалеозойско-раннемезозойских сибирских траппов. Сами траппы изучены достаточно обстоятельно, а вот что касается вопроса формирования траппов, то и до последнего времени к единой точке зрения исследователи еще так и не пришли.

Наиболее распространенной гипотезой, предложенной еще в восьмидесятые годы, считается связь происхождения траппов с внедрением в континентальную кору Восточной Сибири короткоживущего суперплюма. Другие исследователи считают такой вариант ошибочным, т.к. поднятие плюма должно было привести к вздыманию поверхности Земли, по их мнению как минимум на 2 км. На самом же деле приводятся свидетельства не только отсутствия вспучивания, но и наоборот, утонения коры и наличии мелкого моря или низины. Есть и другие несоответствия.

В последнее время было предложено еще ряд моделей, связывающих суперплюмы с трапповым вулканализмом. В одной из них [1] решающая роль в возникновении трапповых провинций отводится дивергентным движениям литосферных плит с образованием рифтогенных бассейнов. В другой [2] отмечается, что плюм в связи с тем, что его вершина из-за примеси пород океанической коры имела более высокую плотность, не приподнял литосферу, а постепенно "проел" ее снизу путем эрозии и подошел к нижним слоям земной коры.

¹ Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина

В работе предлагается возможный более простой механизм формирования сибирских траппов. Плюм, поднимаясь вверх, на локальном участке континентальной коры создал условия, близкие к пассивному рифтогенезу. Растигивающие горизонтальные односторонние усилия сначала привели к утонению литосферы и соответственно понижению уровня земной поверхности и в конечном итоге к образованию трещин, служащих каналами для излияния вулканитов.

Основываясь на том, что сибирские траппы почти всюду подстилаются терригенными угленосными отложениями тунгусской серии, возраст которой от среднего карбона до поздней перми, можно предположить, что начало воздействие растягивающих усилий и приходится на средний карбон. На рубеже перми и триаса возникли многочисленные трещины (вероятно, на всей территории трапповой провинции), что способствовало за короткий промежуток времени (называются цифры приблизительно в один миллион лет и даже менее) излиться огромным массам вулканитов.

Следствием одностороннего горизонтального растяжения (предположительно в северо-восточном направлении) и образования трещин было значительное смещение сегмента литосферы, в пределах которого находилось северное продолжение уральской геосинклинальной системы, в результате чего в этом продолжении образовался коробчатый изгиб. Он находится напротив триасового вулканогенного поля, а его протяженность соответствует ширине выходов вулканитов. В этом случае трещины должны иметь северо-восточное простиранье, а их длина должна быть соразмерна смещенному сегменту.

Таким образом, предложенный механизм формирования сибирских траппов объясняет прогибание земной поверхности, быстроту излияния вулканитов и коробчатый изгиб северного продолжения уральской геосинклинальной системы.

Литература

1. Львова Е.В. Возможные механизмы образования трапповых провинций в свете новейших данных // Современное состояние наук о Земле", посвященной памяти Виктора Ефимовича Хаина. Тез. докл. М.: Геол. ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, 2011. С. 1185–1189.
2. Stephan V. Sobolev, Alexander V. Sobolev, Dmitry V. Kuzmin, Nadezhda A. Krivolutskaya, Alexey G. Petrunin, Nicholas T. Arndt, Viktor A. Radko, Yuri R. Vasiliev. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // Nature. 2011. V. 477. P. 312–316.

Реологические модели земной коры Дальнего Востока России по гравиметрическим и сейсмологическим данным

Со времени обнаружения А. Мохоровичичем (1909) резкого скачка скорости сейсмических волн на глубинах от 30 (в рифтах и во впадинах) до 50–60 км (под кратонами и складчатыми системами) представления об изначально физической природе этой границы существенно расширились и уже более полувека геологи воспринимают земную кору как сложное геологическое тело, составные части которого имеют внешние границы и определенный вещественный состав. В последнее время все чаще на границе “кора–мантия” обнаруживаются зоны пониженной скорости сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений [5], предполагающие существование здесь широкого слоя пониженной вязкости. Такие же зоны выявляются внутри земной коры на глубинах от 10 до 20 км [2, 5]. Таким образом, по современным данным земная кора и литосфера представляют собой реологически расслоенные среды, объем и внутреннее строение которых могут быть оценены не только сейсмическими методами.

В докладе иллюстрируются возможности изучения земной коры с помощью формализованных гравитационных моделей [6] и 3D-распределений магнитуд землетрясений [3], отображающих реологическое состояние геологических сред. Индикаторами сред пониженной вязкости являются низкие значения μ_z -параметра: вертикального градиента (или нормированной по глубине залегания центров масс) поверхностной плотности эквивалентных сфер, характеризующего плотностную контрастность среды, и низкие значения магнитуд землетрясений (либо отсутствие таковых), соответствующие зонам (в плане) и слоям (в разрезе), в которых проявлены слабые сейсмогенные тектонические напряжения.

В разрезах земной коры Дальнего Востока России ее жесткий (т.е. более вязкий, плотный и хрупкий) кристаллический слой (на глубинах от 10 до 40 км) отображается максимумами μ_z -параметра (рис. 1) и магнитуд землетрясений (рис. 2). В западных частях разрезов Сихотэ-Алинской складчато-надвиговой системы сейсмические границы Конрада и Мохо очерчивают область высоких значений μ_z -параметра, соответствующую древнему кристаллическому слою земной коры. Под восточным Сихотэ-Алином сейсмическая граница, принимаемая за подошву земной коры [1], тоже совпадает с нижней границей слоя повышенной жесткости (разрез 2-2 на рисунке 1). Последний соответствует пла-

¹ Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия

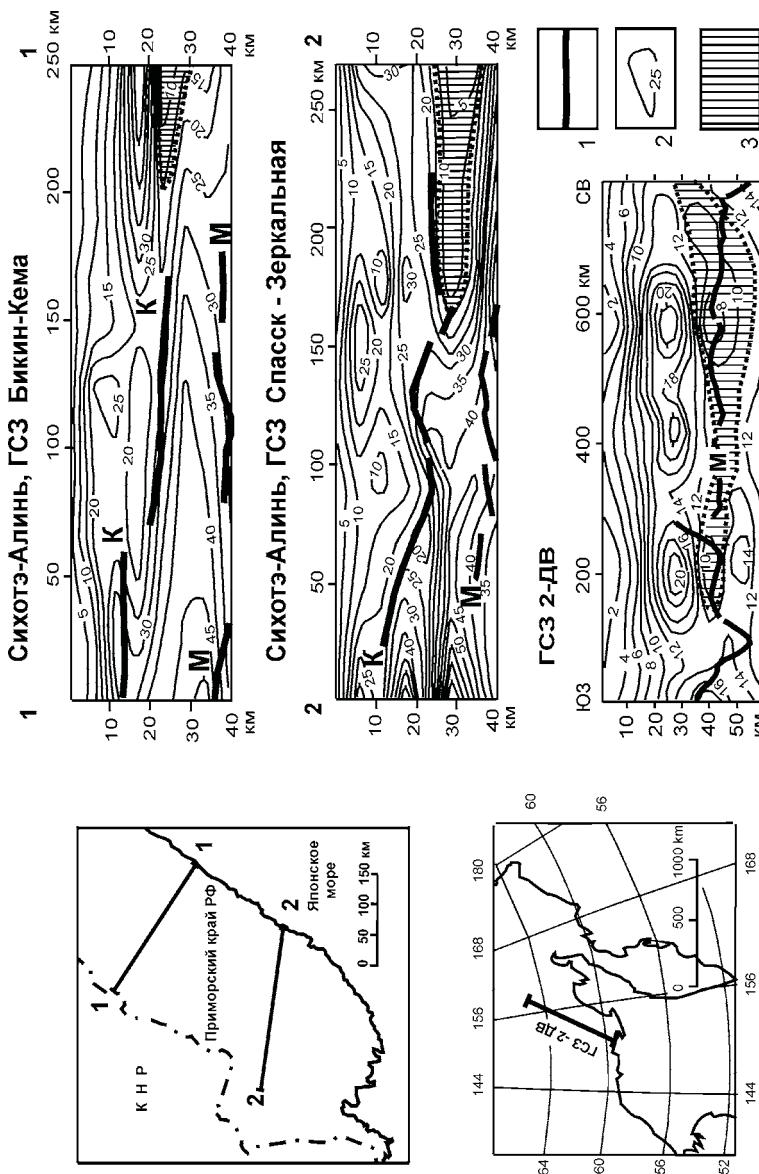


Рис. 1. Сейсмические границы и гравитационная модель земной коры Сихотэ-Алиня
 1 – скоростные граничные, 2 – изолинии μ_z -параметра, 3 – зона пониженной вязкости в переходном слое “кора–мантия”

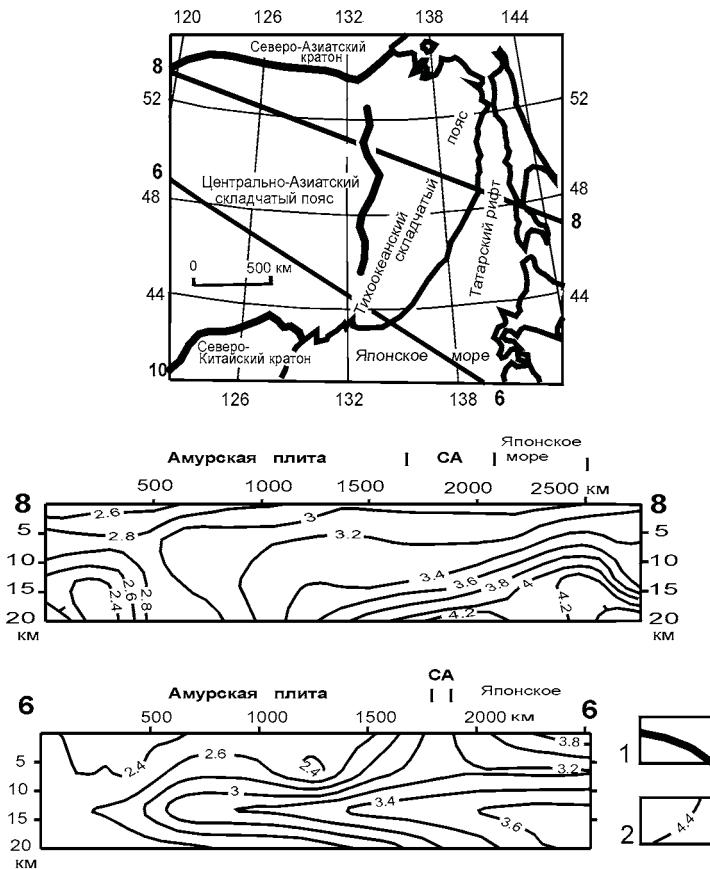


Рис. 2. Отображение океанической земной коры в распределениях магнитуд землетрясений в переходной зоне “континент–океан”

1 – границы тектонических структур, 2 – изолинии μ_z -параметра

стине океанического, или островодужного, происхождения, надвинутой на прогибающееся ложе складчатых комплексов [7]. В обоих разрезах под Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенным залегает слой пониженной вязкости – зона частичного плавления – источник вулканических полей на поверхности Земли. Этот слой находит подтверждение в результатах магнито-теллурического зондирования.

В разрезе ГСЗ 2-ДВ зоной повышенных значений μ_z -параметра картируется кристаллический слой допалеозойской коры, а вблизи границы Мохо здесь регистрируется слой пониженной скорости сейсмических волн, который находит соответствие в низких значениях μ_z -параметра. Последний, по-видимому, имеет отношение к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, вдоль западной границы которого прохо-

дит сейсмический разрез. Существование слоя с признаками нарушенного фазового состояния пород в низах коры и подкоровом слое верхней мантии в этом разрезе подтверждают результаты магнитотеллурических зондирований.

Аналогичные отображения кристаллического слоя земной коры и ее подошвы, в частности, в формализованных "реологических" гравитационных моделях получены в Приамурье, Забайкалье и Охотоморском регионе. Эти модели повсеместно обнаружили зоны пониженной вязкости на нижней границе гранитно-метаморфического слоя и в переходном слое "кора–мантия". Такие зоны обеспечивают возможность горизонтальных перемещений жестких тектонических пластин разного происхождения и возраста и являются подошвами региональных надвигов, сдвигов и аккреционных призм. В конвергентных структурах зоны пониженной вязкости разделяют обдующие и субдующие тектонические пластины, формирующие рисунок расщепления литосферы, который М.В. Минц образно обозначил термином "пасть крокодила".

Прямым индикатором реологических свойств геологических и тектоно-физических сред являются магнитуды землетрясений [3]. Жесткие среды способны накапливать большие тектонические напряжения, разрядка которых приводит к землетрясениям с большими магнитудами ($M > 4$). В менее вязких средах напряжения распределяются более равномерно, а магнитуды происходящих там землетрясений не велики ($M < 3$). С помощью 3D-моделей распределений магнитуд землетрясений представляется возможным картировать среды, различающиеся по реологическим свойствам, в трехмерном геологическом пространстве.

В Япономорской зоне перехода "континент–океан" клиноформные жесткие коровые пластины океанического (или островодужного) происхождения, подвинутые под аккреционно-складчатые комплексы и надвинутые на прогибающийся кристаллический слой континентальной коры, картируются повышенными значениями магнитуд (рис. 2). Вертикальная мощность этих пластин (15–20 км) соответствует сейсмическим оценкам мощности земной коры в Японском море.

В Охотоморском регионе пластины повышенной жесткости в интервале глубин 20–40 км, диагностируемые повышенными значениями магнитуд землетрясений, соответствует скоростным сейсмическим разрезам (ГСЗ), в которых эти пластины обозначаются как кристаллический слой земной коры [4]. В западных частях разрезов литосферы Охотоморского региона земная кора подстилается слоем пониженной вязкости. В восточных частях разрезов в интервале глубин 40–120 км повышенными значениями магнитуд отображаются жесткие пластины субдующей тихоокеанской литосферы, а земная кора и литосферная мантия здесь тоже разделены слоем пониженной вязкости.

Распределения магнитуд землетрясений в приповерхностном слое земной коры этого региона отчетливо связаны с его геологическим строением, а резкая граница реологических свойств этого слоя (скакок магнитуд) приурочена к границе плит. Большой сейсмичностью ($M = 4.5\text{--}6$) характеризуется верхнекоровый слой Тихоокеанской плиты, мощность осадков в которой в рассматриваемом районе не превышает 1 км. Пониженной сейсмичностью характеризуется этот же слой в Охотоморской плите, где средняя мощность осадков составляет 2.5–3.0 км [4].

В интервале глубин 80–200 км наблюдается противоположный тренд увеличения магнитуд землетрясений с востока на запад, что предполагает существование двух встречно направленных сейсмогенных тектонических напряжений в коре и верхней мантии.

Опыт проведенных исследований [3, 6, 7] свидетельствует о том, что кристаллический слой земной коры и ее нижняя граница могут быть диагностированы и описаны с помощью гравиметрических и сейсмолого-геодинамических данных на стадии исследований, предваряющей постановку дорогостоящих глубинных сейсмических зондирований.

Литература

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 89 с.
2. Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И. Слой пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части земной коры Балтийского щита // Изв. РАН. Физика Земли. 2002. № 1. С. 1–9.
3. Губanova М.А., Петрищевский А.М. Связь сейсмичности с глубинным геологическим строением Приамурья и Манчжурии // Региональные проблемы. 2011. Т. 14, №. 2. С. 51–56.
4. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (Прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск, 2002. 97 с.
5. Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным // Флюиды и геодинамика. Материалы Всероссийского симпозиума “Глубинные флюиды и геодинамика”. М.: Наука, 2006. С. 201–218.
6. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы Дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.
7. Петрищевский А.М. Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 50–65.

Растяжение и погружение коры Амеразийского бассейна Арктики

1. Обоснование существования растяжения в Амеразийском бассейне.

Амеразийский бассейн имеет мощность водного слоя от 1 до 4 км, свойственную как подводным продолжениям континентов, так и океанической коре. Глубоководные продолжения континентов хорошо исследованы на пассивных континентальных окраинах, где кора, начиная с прибрежных кратонов, ступенчато погружается с клинообразным утонением к границе континент–океан. Именно такой морфоструктурой дна характеризуется Амеразийской бассейн, где со стороны Северо-Американского и Евразийского континентов поверхность дна ступенчато погружается к осевой части бассейна (оси растяжения или оси максимальных глубин водного слоя), протягивающейся от наиболее пониженной части хребта Ломоносова в районе Северного Полюса через котловину Макарова и котловину Менделеева в восточную часть Канадской котловины и далее в сторону Берингова пролива. Поверхность фундамента на пассивных окраинах имеет структуру чередующихся горстов и грабенов (субпараллельных границе континент–океан и ортогональных к ней), объясняемых растяжением коры по двум направлениям, т.е. объемным растяжением. Это структура рифтовой фазы континентального рифтогенеза, запечатываемая по поверхности фундамента как синрифтовыми осадками, так и вследствие перехода тектонической активности к океану после раскола литосферы и начала океанического спрединга. Такая же структура поверхности фундамента в Амеразийском бассейне, где четко прослеживаются горсты и грабены, субпараллельные оси растяжения и ортогональные к ним. При этом система грабенов или наиболее глубоких впадин бассейна группируется в кольцеобразную структуру, основные выпуклости которой обращены в сторону Аляски, Чукотки и Колымского нагорья. На пассивных окраинах грабены рифтовой фазы заполняются синхронными синрифтовыми осадками. После начала спрединга выровненная этими осадками поверхность коры перекрывается выглаженными слоями пострифтовых осадков, переходящих по возможностям транзита и на океаническую кору. Впадины (грабены) Амеразийского бассейна заполнены линзами осадков, ещё не формирующих гладкой поверхности дна. На этом основании осадки бассейна можно отнести в основном к синрифтовым. Это

¹ ВГУП «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

позволяет отнести впадины котловин Макарова и Менделеева, где мощность коры минимальна и приближена к океаническим нормам, к континентальному типу, так как синклизитовые осадки не формируются на океанической коре.

В целом структура кора Амеразийского бассейна отвечает структуре хорошо изученных растяжных областей.

2. Обоснование преимущественного направления растяжения.

Растяжение требует дополнительной площади, что может быть реализовано двумя путями. Первый связан с тем, что уже в фазе растяжения примыкающие к растяжной области континентальные блоки (плиты) уже начали раздвигаться. Отличие этого этапа от последующего спрединга только в том, что на нем восходящий мантийный канал еще перекрыт корой, что не позволяет мантии подняться до уровня, где возможна её дифференциация с новообразованием океанической коры. Второй путь связан с компенсацией растяжения сжатием коры в примыкающих складчатых поясах (или с их формированием) с сокращением их площади по ширине, что сохраняет неизменной общую площадь, занятую в растяжение и сжатие.

По морфоструктуре поверхности коры видно, что к Амеразийскому бассейну непосредственно не примыкают крупные складчатые пояса, способные компенсировать расширяющуюся при растяжении площадь при сохранении общей площади и массы коры. Даже примыкающий континентальный водораздел Аляски, Чукотки и Колымского нагорья, на всем дальнейшем громадном протяжении на континентах Америки (Кордильеры, Анды), а также Евразии в планетарном масштабе экстремально поднятый по уровню поверхности коры (многие км), резко понижен в рассматриваемой зоне вплоть до разрыва в Беринговом проливе. Кроме пониженного водораздела, к Амеразийскому бассейну примыкают обширные шельфы и низменности Северной Америки и Евразии, а также Евразийский спрединговый бассейн.

Однако резкая изогнутость Аляски и Чукотки к югу, а также экстремальная выдвинутость Берингова моря и Алеутской дуги в сторону Тихого океана (что выпадает из общего простирания системы окраинных морей), позволяет однозначно связать такую морфоструктуру с растяжением Амеразийского бассейна и примыкающих к нему с юга узких поясов континентов в сторону Тихого океана. Хорошо выделяется и ось растяжения (ось максимальных глубин поверхности дна), трассируемая от котловины Макарова к Алеутской котловине Берингова моря.

3. Причины растяжения Амеразийского бассейна.

Если какое-то тело растягивается, то по физическим законам расходятся ограничивающие его жесткие блоки (такая модель принимается тектоникой плит). В данном случае твердо установлено, что Северо-Американская плита в рамках южнее линеамента континентального

склона Канадского Арктического архипелага с его продолжением на границу полуострова Аляска с континентом (где начинает изгибаться континентальный водораздел) и далее вдоль лежащего по створу Алеутского желоба движется по траектории простирания этого линеамента. Направление вдоль континентального склона Восточно-Сибирского моря с переходом на Колымское нагорье отвечает дуге окружности с центром в полюсе раскрытия на побережии моря Лаптевых, т.е. классической модели тектоники плит раскрытия и вращения литосферных плит вокруг полюса раскрытия. Таким образом, в Амеразийском глубоководном бассейне и в Беринговом море их жесткие борта расходятся, что предопределяет растяжение, усиливающееся в сторону Тихого океана в связи с усилением расхождения бортов области растяжения. При растяжении структурные формы смещаются в направлении траектории растяжения без разрыва, а кора утоняется и погружается в сторону оси максимальных глубин поверхности дна (оси растяжения), как на пассивных палеорастяжных окраинах, примыкающих к океаническим бассейнам Мирового океана.. Раскол коры всё же может состояться вдоль оси растяжения, что полностью разорвет всё ещё частично спаянные Северо-Американскую и Евразийские плиты, как это имело место на всем протяжении мирового COX, последним сегментом которого пока является хребет Гаккеля, немного не дошедший до акватории Тихого океана.

На любой континент давление оказывает система сегментов COX, имеющих разное простиранье и скорость спрединга. Почти всестороннее давление со стороны океанов на Евразийскую плиту приводит к сжатию её огромной области Центрально-Азиатского поднятия. Но на Северо-Американскую плиту в настоящее время давление идет со стороны почти параллельных её простирианию сегментов САХ – Северо-Атлантического хребта, хребтов Рейкьянес, Исландского, Мона и Гаккеля, причем активность (скорость спрединга) этих сегментов убывает в сторону полярных областей. Это определяет то, что движение Северо-Американского континента задают южные сегменты САХ, и это направление соответствует простирианию континентального склона Канадского Архипелага с продолжением на Алеутский желоб. Плечи континентов, на которые в разных направления идет давление со стороны хребта Гаккеля, неравноценны. С одной стороны за континентальным склоном Баренцево-Карского шельфа огромный Евразийский континент. С другой стороны в круг вращения литосферных плит с радиусом от полюса раскрытия до начала хребта Гаккеля попадают акватории Амеразийского бассейна с примыкающими шельфами, а также акватории Берингова и Охотского морей с разделяющими эти акватории узкими поясами суши. Векторы движения Северной Америки и обозначенной области расходятся, не пересекаясь и не суммируясь. При наличии жесткой спайки Северо-Американского и Евразийского континен-

тов в этой узкой области она должна обязательно подвергнуться растяжению, что и наблюдается.

Выходы

Разнонаправленное движение с расхождением Северо-Американского и Евразийского континентов, в основном разорванных спредингом и остающихся спаянными в Лавразию в небольшой области в окружении Берингова пролива, определяет растяжение с утонением коры и её погружением Амеразийского бассейна. Возможный переход растяжения в спрединг приведет к полному расколу Лавразии.

В.И. Пожиленко¹, Н.В. Шаров²

Соотношение границы раздела М с границами главных структур северо-восточной части Фенноскандинавского щита

Поверхность Мохоровича (М) представляет собой наиболее выдержанную сейсмическую границу, которая создает устойчивые отраженные, преломленные и обменные волны. Это обстоятельство дает возможность рассматривать данную поверхность в качестве опорного сейсмического репера и, следовательно, изображать ее на соответствующих картах системой изогипс (рисунок). Она не является постоянной непрерывной границей даже в разрезе одного профиля ГСЗ, и ее рельеф зависит от внешних и внутренних факторов, характерных для того или иного геоструктурного элемента [1]. В одних (северо-западная часть Кольского региона) в поле отраженных волн раздел М динамически выразителен, в других (профиль Кировск-Дальние Зеленцы) на сейсмограммах отсутствуют характерные группы волн P_{omp}^M . В южной

части Кольского полуострова и Северной Карелии волны, отраженные от поверхности М, часто регистрируются в виде двух-трех групп осей синфазности, близких по интенсивности и форме колебаний, разделенных интервалом времени 0,2–0,5 с. В этом случае в переходной зоне от коры к мантии выделяются не одна, а две-три сейсмические границы, располагающиеся друг над другом с разницей по глубине до 5–8 км. Отмеченные явления сложного перехода от коры к мантии затрудняют составление единой схемы изолиний глубин поверхности М.

¹ Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

² Геологический институт Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Мощность земной коры на Кольском регионе варьирует в пределах 36–42 км и только в районе Куолаярвинской структуры углубляется до 49 км. Приведенная схема рельефа поверхности М (рисунок) отражает ее строение лишь в самых общих чертах. Фактически данная поверхность может быть построена гораздо сложнее, так как в отдельных сечениях зоны ее поднятия и погружения имеют довольно большие амплитуды. В связи с тем, что плотность сейсмических систем наблюдений была недостаточной, эти локальные участки требуют дополнительного изучения.

К концу палеопротерозоя в северо-восточной части Балтийского щита были сформированы структуры, основные элементы которых сохранились до настоящего времени – Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский составные террейны и разделяющие их шовные зоны. Практически все тектонические границы между главными структурами листрического типа. Они хорошо выражены на геофизических разрезах. Относительно большой масштаб вертикальных составляющих амплитуд смещений по ним подтверждается многочисленными геологическими данными: а) нахождение на современном эрозионном срезе разновозрастных и разноглубинных метаморфических (эклогитов, гранулитов, зелёных сланцев) и интрузивных пород в пределах структур Кольского региона; б) возраста закрытия изотопных (Ar-Ar , K-Ar , Rb-Sr , U-Pb) систем в разных минералах пород, находящихся ныне на дневной поверхности; и др.

Печенгский и Имандра-Варзугский фрагменты раннепротерозойского палеорифта, а также Лапландский Гранулитовый пояс (ЛГП) определяют в своих пределах строение коры до глубины 7–10 км. Их строение должно быть, вероятно, иметь в грубом приближении конформное отражение в положении внутриструктурных границ и границы М – т.е. главные внутриструктурные границы архейской и протерозойской коры должны быть в грубом приближении конформны древним эрозионным поверхностям (подошвам базальных толщ) или смещены по вертикали по зонам основных тектонических границ с учетом вертикальных амплитуд. Но этого не наблюдается:

Подошва северных базальных толщ Печенги погружается к югу на глубину до 9 км. Глубина же поверхности М в районе Печенги варьирует в интервале 36–41 км [2 (рис 10.6), 3, 4]. Налицо явное несоответствие геологических границ и границы М. А если ещё учесть примерные величины эрозии пород Печенгской структуры за постпалеопротерозойское время, то разница (в глубинах залегания) между захороненной допалеопротерозойской эрозионной поверхности под Печенгской структурой и эродированной ныне неопротерозойской в Кольском домене составляет более 10–15 км. Примерно такие же перепады должны быть и в положении внутриструктурных границ на северо-западе Коль-

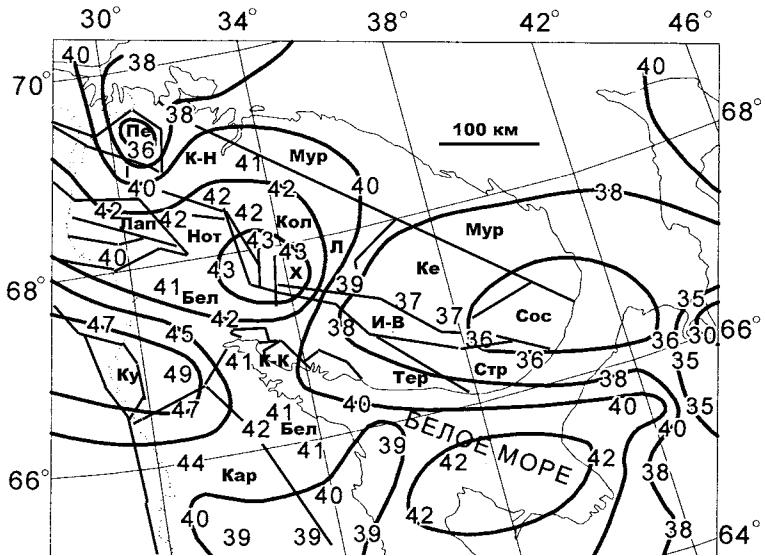


Рис. Соотношение границы раздела М (изогипсы в км) и границ главных структур (прямолинейные линии) северо-восточной части Фенноскандинавского щита.

Составные террейны: Мур – Мурманский, К-Н – Кольско-Норвежский, Бел – Беломорский, Кар – Карельский. Блоки: Кол – Кольский, Нот – Нотозерский, Сос – Сосновский, Стр – Стрельнинский, Тер – Терский, Ке – Кейвский. Пе – Печенгская структура; И-В – Имандра-Варзугская структура; Ку – Куолаярвинская структура; Лап – Лапландский фрагмент гранулитового пояса, К-К – Кандалакшско-Колвицкий фрагмент гранулитового пояса. Местоположение Хибинского (Х) и Ловозерского (Л) массивов

ского региона. Современные же внутриструктурные границы (волноводы и др.) и граница М дискордантны по отношению к главным геологическим границам и в «грубом приближении» конформны современному эрозионному срезу (рисунок).

Подошва (базальные толщи) Имандра-Варзуги погружается к юго-западу на глубину до 11 км. Глубина границы М в этом районе меняется в пределах нескольких км (от 35 до 40 км) вкрест простирания Имандра-Варзугской структуры, и дисконформно по отношению к остальным структурам (Кейвы, Кандалакшско-Колвицкий фрагмент ЛГП и др.).

Тектонические покровы Лапландского фрагмента ЛГП, надвинутые на автохтонные образования кандалакшской толщи, погружаются к северу до глубины 8–12 км, а Кандалакшско-Колвицкого – к юго-востоку до глубины 8–10 км, возможно, и глубже. Если учесть величину эрозии в центральной части Кольско-Лапландского коллизиона, то разница между палеопротерозойской эрозионной поверхностью и ныне захоро-

ненной будет значительно больше. Вещественное наполнение фрагментов ЛГП находит отражение в физических полях верхних уровней коры и должно бы влиять на положение границы М, но её современное положение здесь меняется только в пределах 39–42 км.

Таким образом, на основании сопоставления геологических и геофизических данных можно утверждать, что в кристаллических породах коры Кольского региона современные внутрикоровые субгоризонтальные границы (волноводы, скоростные и др.) и граница М (M_1 и M_2): а) не соотносятся с границами главных структур региона; б) отражают не её вещественный состав, а физическое состояние пород, т.е. неоднородность физического и физико-химического состояния среды, существование зон катаклаза, линеаризации, различие в насыщенности флюидами и др. [5, 6]; в) сформировались в постпротерозойское время (поскольку полностью отсутствует корреляция между этими границами и положением геологических границ основных структур Кольского региона).

Литература

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 353 с.
2. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Отв. ред. Шаров Н.В. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.
3. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Отв. ред. Ф.П. Митрофанов, Н.В. Шаров. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. Т. I. 237 с. Т. II. 205 с.
4. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2005. 318 с.
5. Пожиленко В.И., Шаров Н.В. Линейные зоны интенсивных преобразований пород (Кольский регион) // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы о Земле»: тезисы докладов Всероссийской конференции в 2-х томах. Т. I. М.: ИФЗ, 2012а. С. 406–410.
6. Пожиленко В.И., Шаров Н.В. Сущность внутрикоровых геофизических границ (Кольский регион) // Материалы XIII международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИФЗ, 2012б. С. 229–232.

К проблеме эклогитов Ёнского сегмента Беломорского составного террейна (северо-восток Фенноскандинавского щита)

Первые сведения о наличие эклогитов на территории Кольского региона были отражены в работе Н.Г. Судовикова [1]. Он обнаружил их в породах Нявка-тундры, которые считал продолжением гранулитов Сальных тундр. Затем об эклогитах упомянуто в работе [2]. Позднее эклогиты были выявлены в гранулитах Сальных тундр Л.А. Прияткиной [3]. Эклогитоподобные породы (эклогиты) были обнаружены и изучены в 1986 году на Вочеламбинском полигоне [4, стр. 136–138], а в 1992 году – в районе Широкой Салмы. Два последних объекта в качестве экскурсионных посещало большое количество геологов России, а также ближнего и дальнего Зарубежья (Украины, Беларуси, Польши, Болгарии, Англии, США, Канады и т.д.). Позднее, начиная с 2005 года, эклогиты Широкой Салмы, и двух новых участков («1192 км автодороги С-Петербург-Мурманск» и «Куру-Ваара») были изучены и описаны в многочисленных статьях рядом исследователей (Березин А.В., Докукина К.А., Каулина Т.В., Козловский В.М., Конилов А.Н., Мельник А.Е., Сибелев О.С., Скублов С.Г., Щипанский А.А., Япаскурт В.О. и др.). По результатам исследований в этих статьях отражены разные точки зрения и выводы о возрасте (неоархейский и палеопротерозойский) и генезисе (непарагенная ассоциация «омфацит–гранат», эксгумированные эклогиты зон субдукции, эклогитизация в сдвиговых зонах и др.).

По результатам ревизионного изучения шлифов авторской шлифотеки 1970–2011 годов выявлено, что породы, аналогичные эклогитам Широкой Салмы и Куру-Ваары по петрографическому составу и структурным признакам (наличие специфических пироксен-плагиоклазовых симплектитов, образовавшихся по омфациту на стадии декомпрессии), имеют широкое распространение в пределах Ёнского сегмента Беломорского составного террейна или Беломорского подвижного пояса (БПП). Их могло бы быть выявлено и больше, если бы в своё время проводились целенаправленные поиски. Главной задачей автора в то время было структурно-геологическое картирование, в результате чего в 1979–83 гг. в центральной части Ёнского сегмента был закартирован Ёнский зеленокаменный пояс и реликты «зеленокаменных образований» за его пределами [5, гл. 3.3]. Другими исследователями структура Ёнского сегмента рассматривалась как пакет тектонических покровов [6].

¹ Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

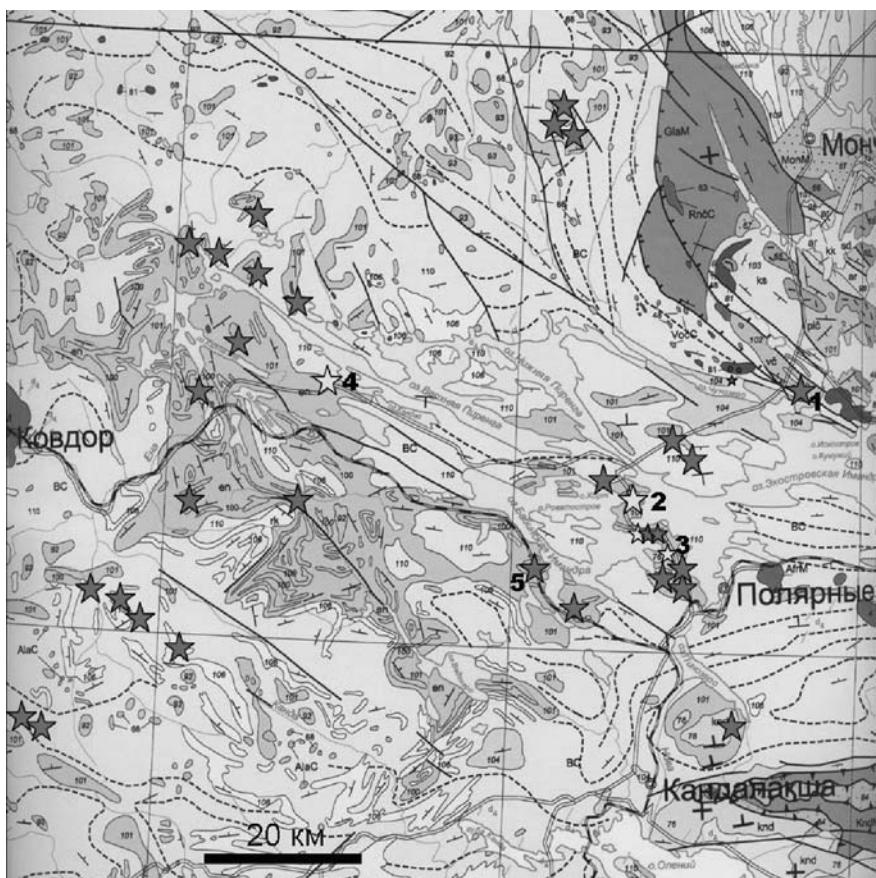


Рис. 1. Схема местоположения реликтов эклогитов с CPx-Pl симплектиками (показано звёздочками) в пироксен-гранатовых амфиболитах Ёнского сегмента Беломорского составного террейна на фрагменте геологической карты [6].

Известные участки: 1 – «Воче-Ламбина», 2 – «Широкая Салма», 3 – «1192 км автодороги С-Петербург-Мурманск» и «Узкая Салма», 4 – «Куру-Ваара». Все осьальные участки (помечены красной звёздочкой) выявлены автором (по авторским материалам)

На данный момент в пироксен-гранатовых амфиболитах выявлено около 80 наиболее достоверных реликтовых участков (часть из них вынесены на рис. 1) с реликтами специфических CPx-Pl симплектитов, характерных для эклогитов. В более чем 30-ти из них высока вероятность нахождения реликтов омфацита. Различная сохранность CPx-Pl симплектитов и омфацита в гранат-пироксеновых амфиболитах обусловлена степенью наложенных преобразований (процессов). В районе про-

явились интенсивные многоактные процессы деформации (вплоть до образования зон ультрабластомилонитизации и линеаризации) и гранитизации (где амфиболиты как реликты «плавают в тоналито-гнейсовом субстрате»). Соответственно:

- в участках интенсивной амфиболизации без рассланцевания СРх-РІ симплектиты превращены в Амф-Пл симплектиты, а при эпидотизации – в Ер-РІ симплектиты;
- в участках с интенсивным рассланцеванием структура пород становится гетерогранобластовой, теряется одновременность погасания зерен СРх и РІ в симплектитах;
- в участках с интенсивной мигматизацией и гранитизацией гранат-пироксеновые амфиболиты превращены в полевошпатовые амфиболиты и, естественно, СРх-РІ симплектиты там отсутствуют.

Часть из эклогитов приурочена к пластовым телам амфиболитов неоархейского Ёнского зеленокаменного пояса в р-не оз. Верхн. Чалмозеро, оз. Каложное, пос. Куропта, пос. Риколатва, г. Бабинская Имандра и др. (рис. 1, 2). За пределами Ёнского ЗКП эклогиты выявлены в амфиболитовых пластообразных телах в р-не г. Нявка-тундра, оз. Лива-озеро (г. Каменная), г. Гроб-тундра, г. Келес-уйв, верховья р. Ёны и др. (рис. 1). Породы последних трёх участков, относятся к более древнему, чем ёнский комплекс Ёнского ЗКП, неоархейскому неостратифицированному комплексу [7]. Кроме того, эклогиты выявлены в амфиболитах палеопротерозойской кандалакшской толщи на г. Плес-тундра, на г. Лысой и на г. Бабинская Имандра (рис. 1). Амфиболизированные реликты СРх-РІ симплектитов выявлены также в некоторых телах ранних палеопротерозойских друзитов.

Новые находки эклогитов в неоархейских и палеопротерозийских амфиболитах и палеопротерозойских друзитах Ёнского сегмента ставит под сомнение однозначность выводов о мезо- или неоархейском возрасте (один или два этапа) эклогитизации. Широкое распространение эклогитов в Ёнском сегменте противоречит интерпретации о локальной приуроченности их к сдвиговой зоне или к зоне эксгумации реликтов субдуцированной и эклогитизированной в мезо- или неоархее океанической коры. Полученные данные также противоречат интерпретации сонахождения граната и омфацита как непарафагенной ассоциации, когда омфацит рассматривается как синмагматический минерал (порфировые кристаллы в лавах), а гранат – как метаморфический минерал, кристаллизовавшийся на проградной стадии метаморфизма.

Пока ясно одно, чтобы прийти к единой точке зрения – необходимо дальнейшее изучение эклогитов: выявление реликтов омфацита в новых участках, выявление других минеральных признаков высокобарного метаморфизма, возраста их кристаллизации и т.д.

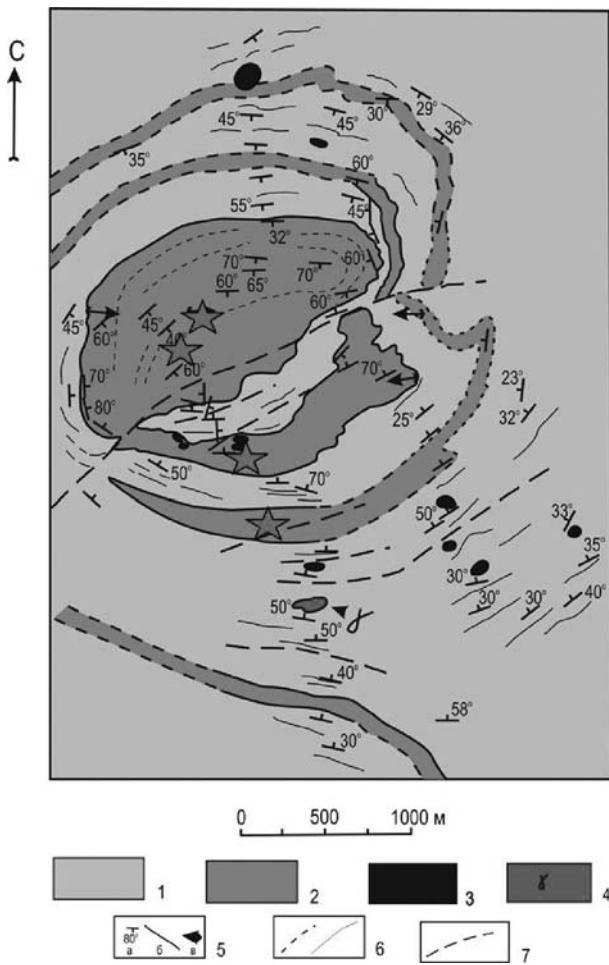


Рис. 2. Схема геологического строения участка «г. Бабинская Имандра» (точка под №5 на рис. 1).

Породы ёнского комплекса Ёнского ЗКП: 1 – полосчатые биотит-амфиболовые гнейсы с редкими пластовыми телами амфиболитов мощностью от десятков см до нескольких метров, 2 – полевошпатовые, гранатовые и пироксен-гранатовые амиболиты, 3 – друзиты, 4 – плагиомикроклиновые граниты, 5 – элементы залегания (а), полосчатость (б), шарниры складок (в), 6 – предполагаемые и установленные границы, 7 – разрывные нарушения. Звёздочками показано местоположение реликтов эклогитов с СРх-РІ симплектитами в пироксен-гранатовых амфиболитах

Литература

1. Судовиков Н.Г. Материалы по геологии юго-западной части Кольского-го полуострова // Тр. Лен. геол. треста. Вып. 10. 1935.
2. Геология СССР. Т. XXVII. Мурманская область, часть I, геологиче-ское описание / Ред. Л.Я. Харитонов. М.: гос. научно-техническое изд. ли-тературы по геологии и охране недр, 1958. 714 с.
3. Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского разлома. Л.: Наука, 1979. 128 с.
4. Воче-ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Под ред. Ф.П. Митрофанова и В.И. Пожиленко. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
5. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области / Под ред. Митрофанова Ф.П., Бичу-ка Н.И. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2002. 359 с.
6. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Бело-морской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной обла-стью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
7. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Бал-тийского щита) масштаба 1:500000 / Гл. ред. Ф.П. Митрофанов, сост.: Бала-ганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко А.Т., Радченко М.К. Апатиты: КГИЛЦ, 1996. 3 п.л.

Т.А. Пономарева¹

Строение литосферы Севера Урала и ее изостатическое состояние

В сложной задаче изучения глубинного строения используют раз-личные геолого-геофизические идеи и методы. Важно найти и исполь-зовать общие черты в строении и развитии земной коры и верхней ман-тии. В связи с этим, при изучении глубинного строения геофизически-ми методами нельзя обойти вопросы изостазии. Принцип изостазии, т.е. стремление земной коры к архимедову равновесию и приблизительное выполнение этого равновесия, для большинства исследователей стал одним из важнейших принципов тектоники, получивший в последние десятилетия всеобщее признание [1]. Сам процесс изучения изостати-ческого равновесия идет следующим образом: на основе принятых схем

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

компенсации вычисляются изостатические аномалии; затем анализируются плотностные характеристики и пространственное распределение аномальных тел. Вышесказанное схоже с формулировкой обратной задачи гравиметрии, когда по заданному полю Δg , мы, оценивая характер наблюденной аномалии или ее составляющих (первые и вторые производные, региональные, локальные аномалии), рассчитываем методом подбора плотностей пространственное положение аномалеобразующего объекта. Вероятно поэтому, идеи и методы изостазии широко используются в практике интерпретации региональных гравитационных полей, а изостатическое равновесие можно изучать на основе решения обратной задачи гравиметрии. Конечно, возможности отдельно взятого гравиметрического метода ограничены. Но его применение в комплексе с данными глубинного сейсмического зондирования, как мы увидим ниже, оказываются чрезвычайно полезными и необходимыми.

На сегодняшний день существуют три механизма изостатической компенсации. Дж.Пратт считает, что избыточная масса гор компенсируется дефицитом масс земной коры, расположенных непосредственно под ними. Дж.Эйри предполагал, что плотность континентальной коры, в среднем, одинаковая, но под горными хребтами мощность ее увеличивается до 75 км. Наконец, Ф.Венинг-Мейнес высказал предположение, что изостатическая компенсация нагрузки рельефа происходит скорее в региональном масштабе, чем в локальном [2].

Так, в классической изостазии горных областей, согласно гипотезе Эйри, предполагается, что избыточные массы гор высотой h_g компенсируются массами в простейшем случае одной границей со скачком плотности $\Delta\sigma_M$. Изменение положения границы на величину Δh_K для компенсации масс гор высотой h_g и плотностью σ_g легко найти по формуле В.Хейсканена и Ф.Венинг-Мейнеса [2]:

$$\Delta h_K = (\sigma_g / \Delta\sigma_M) h_g \quad (I)$$

По формуле (I) оценивается величина «корня» Δh_K под горными сооружениями. По традиции основной компенсирующей границей принимается граница Мохоровичича (Мохо). Тогда ее прогиб под горами служит подтверждением гипотезы Эйри об изостатическом равновесии.

Для успешного проведения количественной интерпретации гравиметрических данных, была составлена модель земной коры и верхней мантии по региональному профилю ГСЗ “Кварц”. По указанному профилю плотность (σ) осадочных пород составляет $2.6 \text{ г}/\text{см}^3$, зеленосланцевый комплекс имеет плотность, равную $2.6 \div 2.75 \text{ г}/\text{см}^3$. Гнейсогранулитовый комплекс представлен двумя подкомплексами: гранитогнейсовым с $\sigma = 2.71 \div 2.76$ и диоритогнейсовым – $2.83 \div 2.89 \text{ г}/\text{см}^3$. Плотность гранулит-метабазитового комплекса составляет $3.0 \text{ г}/\text{см}^3$. Средняя плотность верхней мантии берется равной $3.38 \text{ г}/\text{см}^3$. Плотности оценивались по корреляционным зависимостям между скоростью продоль-

ных волн и плотностью [3]. В пределах исследуемой территории избыточные массы гор высотой в среднем 1.5 км на Приполярном и 1.3 км – на Полярном Урале с плотностью 2.7 г/см³ должны компенсироваться изменением положения границы кора–мантия на величину, соответственно 13.5 км на Приполярном и 11.7 км на Полярном Урале со скачком плотности равным 0.3 г/см³.

На геосейсмическом разрезе по линии профиля «Кварц», пересекающего Кожимское поднятие на Приполярном Урале, в рельфе поверхности Мохо зафиксирован прогиб мощностью до 13 км со склонами разной крутизны – более пологий на северо-западе и крутой на юго-востоке. При максимальной глубине залегания границы Мохоровичича около 49 км амплитуда с северо-западной стороны вдвое меньше, чем с противоположной (7 км против 13 км). Прогиб в плане значительно превышает размеры складчатой области Урала на поверхности и захватывает сопредельные территории Тимано-Печорской плиты вплоть до Печоро-Колвинской зоны, под которой на геоплотностных моделях верхней мантии зафиксирован подъем границы литосферы. Казалось бы, мы наблюдаем классический пример явления изостазии.

Для оценки равновесия масс коры под Предуральским краевым прогибом использовалась другая формула, разработанная для изучения изостазии равнинных областей. Если аномальная масса с дефицитом или избытком плотности $\Delta\sigma_M$ и вертикальной мощностью h расположена в коре для сохранения постоянства массы коры необходимо изменение положения компенсирующей границы на величину [2]:

$$\Delta h_k = \Delta\sigma_h / \Delta\sigma_M \quad (\text{II})$$

Так, в Предуральском краевом прогибе вертикальная мощность осадочного чехла варьирует от 8 км до 13–15 км в Косью-Роговской и Коротаихинской впадинах. Разность плотности отложений и нижележащих пород зеленосланцевого комплекса составляет 0.12 г/см³. Если принять, что скачок плотности на компенсирующей границе Мохо составляет 0.3 г/см³, то согласно формуле (Х) должен наблюдаться подъем границы Мохо от 3.2 до 5.2 км в северных частях Предуральского прогиба. Практический опыт многих исследователей по вопросам изостазии показал, что всем отрицательным структурам должен соответствовать «антикорень». На геоплотностной модели земной коры подъема в границе Мохо также не наблюдается. Это свидетельствует о том, что дефицит масс осадочного чехла остается недокомпенсированным.

Другой пример изостатической компенсации наблюдается на Полярном Урале. На сейсмическом разрезе земной коры по линии профиля ГСЗ, МОВЗ «Агат-II», который проходит по территории Печорской плиты и заканчивается на Войкаро-Сынинском гипербазитовом массиве, в результате применения методики контактных поверхностей по

О.Л. Таруиной [4] была восстановлена восточная его часть и построены основные структурные границы.

При анализе полученной плотностной модели можно наблюдать подъем границы фундамента под Войкаро-Сынинским массивом, вероятно вызванный подъемом до глубин 20 км нижнего гранулитометабитового комплекса с $\sigma = 2.93 \text{ г}/\text{см}^3$ и мощностью до 15 км.

Эти факты могут свидетельствовать о том, что компенсирующая граница находится внутри коры. А вот следов ожидаемого прогиба в поверхности Мохо не наблюдается. Сравнительно небольшая мощность коры (до 42 км), в целом, еще не доказывает изостатического равновесия. Скорее всего, оно было достигнуто за счет понижения значения плотности (σ) до $2.6 \text{ г}/\text{см}^3$ под участком высокоплотных пород диоритогнейсового подкомплекса. Кроме того, выравниванию давления в коре могут способствовать интервалы инверсии плотности. В результате, становится очевидным, что изменение высоты земного рельефа складчатых областей, не всегда служит определяющим признаком положения компенсирующей границы Мохоровичча.

Некоторые исследователи погружение границы кора–мантия вообще не связывают с изостазией, а часто объясняют как оседание в зоне приповерхностного растяжения на фоне общего активного поднятия. Другие усложняют схемы компенсации за счет изменения мощности или плотности компенсирующих масс верхней мантии.

Процесс разуплотнения верхней мантии мог привести к формированию зон растяжения («классического рифтогенеза») на раннедокембрийском этапе эволюции дофанерозойской литосферы Уральской области, которые привели на конечных стадиях этого этапа к раздвигу протоконтинентальной коры с последующим обособлением протоплатформенных и протогеосинклинальных областей. Прогибание границы кора–мантия на Приполярном Урале, вероятно, связано с процессом формирования новообразованной коры океанического типа, в переработке которой возможно участвовал, реликтовый материал окраин участков протоплатформенных областей. Сейсмические данные на более южных профилях практически везде подчеркивают изменение в поведении границы Мохо. Что касается глубинного строения Полярного Урала, то при единых с Приполярным Уралом структурно-вещественных комплексах земной коры и моделях верхней мантии, ожидаемого прогиба в границе Мохо, мы не наблюдаем.

В таком случае, какая структурная граница могла быть ответственна за изостатическое равновесие? Принимая во внимание концепцию о региональной изостатической компенсации, за уровень компенсации можно принять максимальную глубину подошвы литосферы. Тогда от изменений в ее поведении будет зависеть не только внешняя нагрузка рельефа, но и избыточные массы коры мощностью до 49 км на Припо-

лярном и 42 км – на Полярном Урале. По имеющимся данным средняя плотность коры на Приполярном Урале равна $2.75 \text{ г}/\text{см}^3$. Отсутствие гранитогнейсового подкомплекса в консолидированной части земной коры Полярного Урала увеличивает среднюю плотность до $2.83 \text{ г}/\text{см}^3$. В связи с этим, компенсирующие массы образуются изменением границы литосферы в среднем на 200 км (на Полярном Урале – 193 км, на Приполярном – 212 км). На геоплотностных разрезах верхней мантии граница литосферы под Уральской областью фиксируется на глубине 300 км. На востоке она резко поднимается до 100 км и под Западно-Сибирским регионом повсеместно лежит на разуплотненной верхней мантии, где можно уверенно предполагать присутствие астеносферы, по крайней мере, в северо-западной ее части. На западе, под Печоро-Колвинской зоной Печорской области, граница литосферы поднимается до 175 км [5].

Практически полученные изостатические оценки позволяют качественно уточнить единые структурно-вещественные комплексы (этажи) земной коры и верхней мантии и уловить разницу в возможных схемах изостатической компенсации масс земной коры и верхней мантии Севера Урала и смежных с ним территорий [6].

Следующий уровень проявления изостатического равновесия можно предполагать на нижней границе верхней мантии по гравиметрическим данным. Однако подтвердить возможность компенсации на такой большой глубине другими данными очень затруднительно.

Выводы:

1. Рассчитанные по сейсмическим и гравиметрическим данным модели изостатической компенсации масс земной коры Полярного и Приполярного Урала приводят к заключению о невозможности построения единой изостатической модели для Уральской области.
2. Изменения в поведении сейсмической границы Мохо не всегда служит определяющим признаком проявления изостазии в горно-складчатых областях.
3. Проведенный анализ данных о глубинном строении земной коры и верхней мантии Полярного Урала и смежных территорий дает основание предполагать, что уровень изостатической компенсации соответствует максимальной толщине литосферы равной 300 км.

Литература

1. Артемьев М.Е. Современное состояние проблемы изостазии // Строение и эволюция литосферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 216–252.
2. Голиздра Г.Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. М.: Недра, 1988. 212 с.

3. Семенов Б.Г. Зависимость плотность–скорость и учет термодинамических условий при построении плотностной модели земной коры и верхней мантии // Геология и геофизика. 1983. № 6. С. 90–98.

4. Тарунина О.Л. Применение численного дифференцирования при интерпретации гравитационных аномалий. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1987. С. 56–57.

5. Лыгорова (Пономарева) Т.А. Глубинное строение Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 1997. 16 с.

6. Пономарева Т.А. Использование идей изостазии при изучении глубинного строения Севера Урала // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 321–325.

В.Г. Прокудин¹

Скоростная модель земной коры и возраст Курильской котловины Охотского моря

Геолого-геофизические исследования в пределах Охотского моря проводятся различными научными и производственными организациями уже более 50 лет. К настоящему времени вся акватория моря покрыта площадной геофизической (главным образом сейсмической) съемкой, выполнен значительный объем батиметрических и геологических исследований. В Охотском море не проводилось бурения в рамках международных научных программ DSDP и ODP, поэтому для определения мощности отложений чехла и их возраста обычно используются сейсмические разрезы и материалы бурения Магаданской параметрической скважины [6] и опорных скважин Сахалина [14].

Курильская глубоководная котловина, расположенная в южной части Охотского моря, является одной из ключевых структур при решении вопросов о его происхождении и возрасте. Заложение Курильской котловины разные авторы датируют поздним мезозоем [4], поздним мелом [1, 7], олигоценом [13], ранним миоценом [2], поздним миоценом [10]. Существенно различаются и оценки максимальной мощности чехла: 4 км [3, 4], более 6 км [1]. Такая неоднозначность обусловлена несколькими причинами, в частности: произвольным отнесением тех или иных

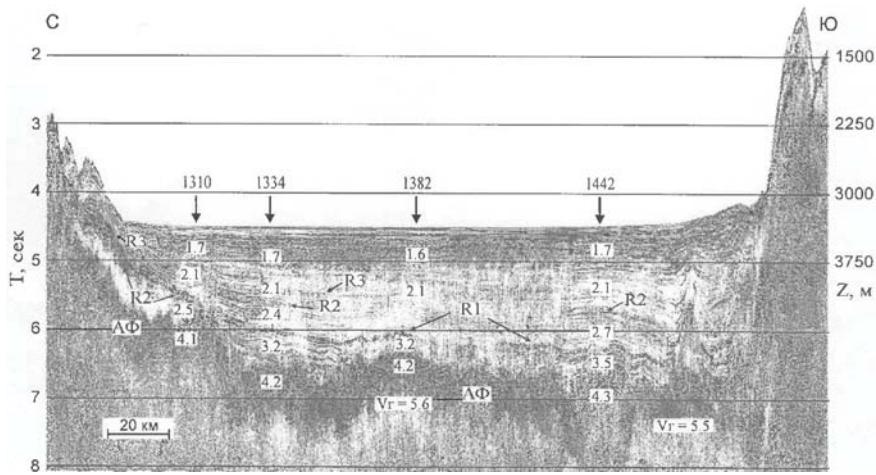
¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

скоростных горизонтов разреза к чехлу; низкой точностью определения скоростных параметров слоев чехла; использованием при расчетах произвольных значений скоростей накопления осадков.

Автором выполнен анализ сейсмических материалов, полученных в Курильской котловине в экспедициях ТОИ ДВО РАН в 1996–2007 годах, а также опубликованных геолого-геофизических данных. Кроме того, в рамках договора о сотрудничестве между ФГУНПП “Севморгео” и ТОИ ДВО РАН, проинтерпретирована часть первичных сейсмических материалов, полученных на профиле 2-ДВ-М [8].

Верхняя часть разреза, включающая чехол и акустический фундамент (АФ), содержит опорные сейсмические границы-реперы. Наиболее выразительным репером является поверхность АФ. Рельеф фундамента сформировался в результате тектонических дислокаций и вулканических процессов. Вулканические сооружения многочисленны и расположены преимущественно в прикурильской части котловины. Перепады глубин поверхности АФ в абиссальной части котловины достигают 1.5 км, однако имеющиеся материалы не позволяют говорить о преобладающей ориентировке каких-либо элементов ее рельефа. Материалы драгирования выходов АФ на поверхность дна (на возвышенности Академии Наук и в заливе Терпения) свидетельствуют о мел-неогеновом возрасте и гетерогенном составе слагающих его пород [5, 12].

Структура осадочного чехла хорошо (за исключением Курильского склона котловины) выявляется по материалам МОВ. На временных разрезах НСП в абиссальной части котловины чехол делится на две толщи: верхнюю стратифицированную и нижнюю прозрачную; данные ОГТ свидетельствуют, однако, о значительной дифференциации упругих свойств нижней части чехла и наличии в ней опорных сейсмических границ – реперов R1 и R2 (рисунок). На склоне возвышенности Академии Наук чехол реперами R2 и R3 разделяется на три толщи: стратифицированную (верхнюю), контрастную (среднюю) и прозрачную (нижнюю). В абиссальной части котловины, на участках с временной мощностью осадочных отложений большей 1.5 сек, в основании чехла (между АФ и репером R1) фиксируется еще одна толща, которая выклинивается у подножия склона возвышенности Академии Наук. Таким образом, разрез чехла содержит четыре горизонта, нижний из которых присутствует только в абиссальной части котловины. Пластовые скорости, определенные для них по гидографам ОГТ, равны (сверху вниз): 1.6–1.7 км/с, 2.1 км/с, 2.4–2.7 км/с и 3.2–3.5 км/с. Эти значения соответствуют рыхлым отложениям и породам разной степени литификации. Максимальная мощность чехла в котловине около 3.0 км. На склоне возвышенности Академии Наук мощность чехла варьирует от нуля в местах выхода фундамента на дно до 1.4–1.5 км.



Фрагмент временного разреза ОГТ вдоль опорного профиля 2-ДВ-М (по [9] с дополнениями). Вертикальными стрелками отмечены пикеты профиля, для которых определены скоростные параметры разреза. Цифры на разрезе – значения пластовых скоростей продольных волн. V_g – граничные скорости продольных волн по данным ГСЗ. АФ – акустический фундамент. R1, R2 и R3 – реперные сейсмические границы. Шкала глубин (Z , м) относится к водному слою с принятой скоростью распространения волн 1500 м/с

АФ содержит два скоростных горизонта: верхний, с пластовой скоростью 4.1–4.3 км/с (мощностью 0.9–1.1 км), и нижний – в котором определена только граничная скорость 5.5–5.6 км/с.

Скорости осадконакопления определены с учетом данных драгирования крутых уступов дна на склоне возвышенности Академии Наук [11, 15]. Максимальные скорости седиментации (80–100 м/млн лет) получены для верхнего скоростного горизонта. Граница R3 маркирует позднемиоценовые породы с возрастом около 8 млн лет. По данным драгирования [11] установлен позднеолигоценовый (24 млн лет) возраст туфоалевролитов и слаболитифицированных диатомитов в основании контрастной толщи (граница R2). Возраст подстилающей толщи, содержащей порцеланиты, не установлен. Для его определения воспользуемся экстраполяцией данных. Мощность отложений чехла выше границы R2 в котловине равна 1200 м, следовательно средняя скорость осадконакопления этой части разреза равна 50 м/млн лет. Принимая для подстилающей прозрачной толщи скорость осадконакопления 40–50 м/млн лет, получаем средненеоценовый возраст (40–44 млн лет) пород в подошве третьего слоя чехла. И, наконец, время формирования нижнего, высокоскоростного слоя чехла в котловине можно оценить в 27 млн. лет (с учетом его максимальной мощности 1100 м и скорости осадконакопления 40 м/млн лет).

Суммируя вычисленные значения, получаем верхнемеловой возраст (67–71 млн лет) пород в подошве чехла Курильской котловины.

По параметрам [8] кора Курильской котловины соответствует субокеанической; скорости в АФ типичны для вулканитов слоя 2. Границы R1 и R2 маркируют, вероятно, перерывы осадконакопления, а граница R3 – горизонт с высоким содержанием пирокластики. Вычисленный возраст базальных слоев чехла указывает на существование осадочного бассейна в пределах котловины уже в позднем мезозое. Этот бассейн заложился на континентальной окраине и претерпел существенные перестройки в среднем эоцене, позднем олигоцене и позднем миоцене.

Литература

1. Безверхний В.Л., Горовая М.Т., Маркевич В.С. и др. О возрасте Курильской глубоководной котловины (Охотское море) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 5. С. 655–659.
2. Биккенина С.К., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Сергеев К.Ф. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 87 с.
3. Веселов О.В., Грецкая Е.В., Ильев А.Я. и др. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря: к 60-летию основания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 130 с.
4. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока М.: Наука, 1979. 162 с.
5. Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 3–18.
6. Куликов Н.В., Деревская Н.А., Мавринский Ю.С. Литология кайнозойских отложений северо-охотского осадочного бассейна // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 59–66.
7. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона М 1:2500000 М.: ИЛОВАН, 2000. 193 с.
8. Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Новая скоростная модель земной коры Курильской котловины (Охотское море) // Физика геосфер. Седьмой Всероссийский симпозиум 5–9 сентября 2011 года: Мат. докл. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 368–374.
9. Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И. и др. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 11–17.
10. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
11. Терехов Е.П., Цой И.Б., Ващенкова Н.Г. и др. Условия осадконакопления и история развития Курильской котловины (Охотское море) в кайнозое // Океанология. 2008. Т. 48, № 4. С. 615–623.

12. Туезов И.К., Снеговской С.С., Красный М.Л. Рельеф и природа сейсмоакустического фундамента южной части Охотского моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 6. С. 1526–1529.
13. Харахинов В.В., Туезов И.К., Бабошина В.А. и др. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: РАН, 1996. 333 с.
14. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
15. Boris V. Baranov, Reinhard Werner, Kaj A. Hoernle et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. V. 350. P. 63–97.

Ю.М. Пущаровский¹

Фрагменты континентальных структур в Атлантическом и Индийском океанах

Проблема фрагментов континентальных структур в океанах разработана еще недостаточно. Фундаментальных трудов, посвященных ей, насколько известно, пока нет.

В докладе рассматриваются соответствующие объекты, имеющиеся в Атлантическом и Индийском океанах. Среди них выделяются два типа: микроконтиненты и выступы фрагментов континентов, сохранившие структурную связь с краем материка.

Предлагается следующая трактовка термина «микроконтинент». Это блок континентальных структур, характеризующийся континентальным или субконтинентальным строением земной коры, находящийся в массиве океанского ложа с корой океанического типа.

Оба типа фрагментов распространены в основном в окраинных областях океанов. Данная специфика обусловлена особенностями тектонических процессов образования молодых океанов, в особенности деструктивных. Последние могут быть вызваны локальными проявлениями глубинных конвективных процессов категории рифтинговых. Соответственно, микроконтиненты являются движущимися блоками.

В Атлантическом океане фрагменты континентальных структур широко распространены в Северной и Южной Атлантике. В Центральном сегменте океана они почти отсутствуют. Из этого видна связь их образования с тектоникой и геодинамикой материков, окружающих океан. В

¹ ГИН РАН, Москва, Пыжевский пер., 7

данном докладе характеризуются только микроконтиненты. Перечень их следующий: Воринг, Ян-Майен, Фарерско-Исландский порог, Роккол, Хаттон, Галисийский(?), Орфен, Гайана, Сеара(?), Сан-Паулу, Риу-Гранди, Фолклендский, Гвинейский(?), Китового хребта. Исландия из-за некоторой неясности здесь не учитывается.

В Индийском океане фрагменты континентальных структур распространены также широко. Они приурочены к Приафриканской, Приавстралийской и Прииндостанской перифериям океана. Микроконтиненты здесь следующие: Сейшельский, Сайя-де-Малья, Мадагаскарский, Мозамбикский, Агульяс, Эксмут, Кювье, Зенит, Натуралистов, Брокен (Западно-Австралийский), Лаккадивский, Коморин, Голден-Драген.

В обоих океанах образование фрагментов континентальных структур связано с отколом краев раздвигающихся континентов по разломам и дальнейшим движением их в область акватории под воздействием тектонического течения литосферных масс.

Автор полагает, что изучение фрагментов континентальных структур в океанах вносит ощущимый вклад в мобилистскую тектонику.

Ю.Н. Разницин¹

Механизм образования Юкатанской глубоководной впадины и становления кубинской аккреционной призмы

Бассейн Карибского моря – типичный пример межматериковых морей [6]. Положение в нем острова Куба двойственное: он входит в Карибскую островную дугу, включающую Большие и Малые Антиллы, и в периферическую зону Северо-Американского континента. В пределах Кубы обособляется ряд тектонических зон, отличающихся составом, возрастом и внутренним строением образующих их геологических комплексов [8, 9].

Узкая полоса северного побережья Кубы и ее шельф являются при надлежностью южной окраины карбонатной позднемезозойской Флоридско-Багамской платформы. Она сложена мощными верхнемезозойскими шельфовыми карбонатами, сменяющимися к югу их более глубоководными эквивалентами, и тектонически перекрыта надвинутым с юга пакетом покровов, состоящих из юрско-неокомских офиолитов, меловых вулканогенно-осадочных пород широкого возрастного диапа-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

зона от апта до нижнего кампана (зона или террейн Саса), офиолитокластовых олистостром кампан-палеоценового и эоценового возраста и метаморфических образований.

Комплексы метаморфических пород мезозойского, в целом не древнее триас-юрского возраста [2, 7], в виде своеобразных куполов занимают наиболее южное положение среди аллохтонных масс Кубы, обрамляя ее с юга на всем протяжении от западного до восточного окончания острова [3]. Ядерные части куполов, сложенные зрелыми силикокластитами и карбонатными породами, испытавшими высокобарический метаморфизм, окаймлены амфиболитовой оторочкой. Подобные комплексы, сформированные в процессе амагматичного растяжения континентальной литосферы, известные в литературе под названием комплексов метаморфических ядер (*metamorphic core complex*), в настоящее время выявлены и хорошо изучены во многих регионах Мира [11 и мн. др.]. При этом эксгумация глубинных пород коры, слагающих эти комплексы, по общему мнению исследователей, происходила по пологим глубинным срывам (*detachment faults*).

Самая южная часть Кубы, открывающаяся в сторону Юкатанской впадины, перекрыта карбонатно-терригенным чехлом олигоцен-четвертичного возраста и входит в область развития мощного неогенового осадочно-вулканогенного бассейна.

С юга кубинские структуры обрамляются глубоководной Юкатанской впадиной, отделенной от рассмотренных выше кубинских структур Южно-Кубинской зоной глубинных разломов [10]. Кора под впадиной типично океаническая, мощностью 9–10 км. Верхний, осадочный, слой мощностью 1.5–2 км, образуют слабоуплотненные осадки с сейсмическими скоростями от 1.7 до 2.5 км/с. Он подстилается слоем уплотненных акустически прозрачных осадков и продуктов вулканических извержений со скоростями от 3 до 5.5 км/с, мощностью 2 км. Эти породы залегают на магматических образованиях акустического фундамента, относимых к 3-му слою океанической коры (скорости от 6.6 до 7.2 км/с), мощностью 6 км. Породы океанического слоя залегают на ультрамафитах верхней мантии с сейсмическими скоростями 7.9–8.1 км/с [1]. По направлению на юг, в сторону субширотно ориентированных структур второго порядка – подводного хребта Кайман и сопряженного одноименного желоба, мощность коры резко возрастает до 18–20 км.

На основании всего вышесказанного эволюцию Юкатанской впадины можно представить следующим образом. Ее заложение началось в допозднеюрское время с мантийного диапиризма и рифтинга литосфера тогда еще единого континента, объединяющего Северную и Южную Америки, с формированием комплексов метаморфических ядер и выведением на поверхность пород глубоких горизонтов континентальной коры в виде метаморфических куполов. Вектор растяжения при этом был

ориентирован в субмеридиональном направлении. Пришедший на смену рифтингу диффузный спрединг (полосовые магнитные аномалии, свидетельствующие о спрединге центрального типа, во впадине не выявлены) в поздней юре – неокоме реализовался в формировании окраинно-морского бассейна с новообразованной океанической корой. В процессе дальнейшего раскрытия к концу аптского века впадина вступает в новую, «островодужную», стадию своего развития, и в интервале времени апт – ранний кампан на фоне продолжающегося растяжения здесь накапливается комплекс вулканогенно-осадочных отложений, которые по своему формационному составу сопоставимы с комплексами островных дуг и окраинных морей. Южным ограничением этого бассейна являлась вулканическая позднесенонская–раннепалеогеновая островная дуга, фрагменты которой слагают подводный хребет Кайман и крайнюю юго-восточную часть Кубы в области Сьерра-Маэстра.

Процесс раскрытия Юкатанской впадины был сопряжен со становлением покровной структуры Западной и Центральной Кубы, которое произошло в две главные фазы ларамийского орогенеза – в кампане и в позднем эоцене [8, 9].

К началу кампана процесс растяжения земной коры в Юкатанской впадине активизировался. Это растяжение компенсировалось сильнейшим горизонтальным сжатием в северной бортовой части впадины, примыкающей к Кубе, с образованием наклоненных на юг тектонических срывов, часть из которых проникала в верхнюю мантию. По этим срывам в интервале времени поздний кампан – даний, а затем и в эоцене, пластины верхней мантии и океанической коры впадины и перекрывающих вулканогенно-осадочных «островодужных» образований надвигались на континентальную окраину Северной Америки, формируя кубинскую аккреционную призму.

Итак, образование Юкатанской впадины определяется процессами растяжения литосферы, которые на начальной стадии, в допозднеюрское время, привели к деструкции (рифтингу) континентальной коры, существовавшей на месте современного бассейна Карибского моря до разделения Северной и Южной Америк, затем к диффузному спредингу и образованию в формирующемся впадине в поздней юре – раннем мелу океанической коры, перекрытой в интервале времени апт – ранний кампан «островодужными» вулканогенно-осадочными сериями. В конце мела–палеоцене и в позднем эоцене компенсация растяжения во впадине реализовалась в формировании у южной окраины карбонатной позднемезозойской Флоридско-Багамской платформы мощной зоны тектонического скучивания в виде кубинской аккреционной призмы, в состав которой вошла система покровных чешуй с офиолитовыми аллохтонами – фрагментами коры и верхней мантии Юкатанской впадины, пластины ее вулканогенно-осадочного, «островодужного», выпол-

нения и элементы окаймленных куполов комплекса метаморфического ядра.

Легко видеть, что вследствие рассмотренных процессов в зоне компенсации не возникало субдукции, а преобладала обдукация. Согласно подсчетам, проведенным Кс. Ле Пишоном и другими для областей деструкции континентальной коры, в районах тектонического скучивания компенсируется около половины всего объема растяжения, а остальная часть покрывается перемещением крупных континентальных блоков в противоположные стороны от осей спрединга. Вероятно, именно в этом кроется причина веерообразного движения пластин земной коры в стороны от Карибского моря: к северу в составе кубинской аккреционной призмы и к югу в Карибских горах Венесуэлы [5]. Этим континентальная деструкция при формировании глубоководных котловин заметно отличается от океанического спрединга в задуговых впадинах [1].

Таким образом, установлены пространственно-генетические связи между образованием и эволюцией глубоководной Юкатанской впадины и тектоническим становлением кубинской аккреционной призмы. Корни покровов, входящих в состав последней, в том числе и офиолитовых аллохтонов, располагаются в смежной Юкатанской впадине – окраинном море с новообразованной в позднем мезозое океанической корой.

В заключение отметим, что первопричиной всего разнообразия рассмотренных тектонических процессов, и в первую очередь раскола континентальной литосферы, приведшего к деструкции Карибского региона и созданию в нем мозаики с комбинацией глубоководных впадин и позитивных структур, явилось внедрение в эту область в начале мезозоя крупного мантийного диапира. Надо полагать, что фрагменты именно этого диапира выжаты на поверхность в Восточной Кубе в виде экструзивной массы ультраосновного состава [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 12-05-00113 и гранта ведущих научных школ НШ-5177.2012.5.

Литература

1. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.
2. Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д. Метаморфические комплексы и проблема фундамента альпийских структур Центрального сектора Кубы // Геотектоника. 1986. № 3. С. 5–24.
3. Буи В.А., Щербакова И.Н. Новые данные по глубинной тектонике Кубы // Геотектоника. 1986. № 3. С. 25–41.
4. Некрасов Г.Е., Оро Х., Соколов С.Д., Флорес Р., Шавырина М.В. Офиолиты Восточной Кубы // Геотектоника. 1989. № 1. С. 81–95.
5. Пущаровский Ю.М., Адамович А.Ф. Латиноамериканский геологический конгресс // Вестник АН СССР. 1974. № 5. С. 109–112.

6. Пущаровский Ю.М. О тектонике и геодинамике Карибского региона // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 124–132.
7. Сомин М.Л. Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы. Авто-реф. докт. дис. М., 2007. 55 с.
8. Тектоника Республики Куба: Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1: 500 000 / Ю.М. Пущаровский, А.А. Моссаковский, Г.Е. Некрасов и др. М.: Наука, 1989. 79 с.
9. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
10. Шеин В.С., Иванов С.С., Клецов К.А., Хайн В.Е., Марреро М., Сокорро Р. Тектоника Кубы и ее шельфа // Советская геология. 1978. № 2. С. 105–119.
11. Lister G.S., Davis G.A. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. // J. Struct. Geol. 1989. V. 11. P. 65–94. doi:10.1016/0191-8141(89)90036-9

Ю.Л. Ребецкий, В.В. Погорелов¹

Тектонофизическая модель механизма нагружения и эволюции напряженно-деформированного состояния литосферы континентальных горно-складчатых областей

Выявление механизмов нагружения и особенности деформирования коры внутриплитовых горно-складчатых областей является одной из приоритетных проблем геодинамики [1]. В рамках этой проблемы многочисленными исследованиями установлены различия в развитии двух ключевых структур орогенов: впадин и поднятий. Обобщая эти данные, особо выделим ключевые факторы, требующие объяснения: 1) особенности латерального изменения характера напряженного состояния в глубине коры при переходе от участков зон поднятий и хребтов в зоны крупных межгорных и передовых прогибов, депрессий; 2) причины увеличивающегося прогиба впадин в процессе роста поднятий, роль в этом явлении эрозии и осадконакопления, а также изостатической компенсации на границе свободной мантии; 3) взаимосвязи поверхностного рельефа и положения границы М, что первично и что вторично в этом парагенезисе; 4) выявленной по геофизическим данным разницы в состоянии геосреды в глубине зон поднятий и прогибов коры (электро-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

проводность, пористость, флюидонасыщенность, плотность и др.); 5) различие мантии под областями коровых прогибов и поднятий, а также ее роль в процессах их синтектонического развития. В рамках выполненных исследований все вышеупомянутые явления и факторы были проанализированы и выделены ключевые элементы, которые позволили предложить **модель механизма нагружения** орогенов, альтернативную общепризнанной, развивающейся с 70-х годов прошлого века в свете идей тектоники литосферных плит. [2], ответственную за формирование особенностей строения коры и ее напряженного состояния. Предлагаемая модель базируется на нескольких явлениях, ряд из которых хорошо известен, а некоторые ранее упускались из рассмотрения.

Во-первых, при создании указанной выше тектонофизической модели предполагается, что ключевую роль в неустойчивости коры играет верхняя мантия в диапазоне глубин 200–400 км. Считается, что длительное (100–300 млн лет) стабильное положение литосферы относительно подстилающей мантии (отсутствие латеральных перемещений) в определенные моменты времени провоцирует постепенное повышение температуры верхней мантии [3]. Такой ситуации способствуют структурные преобразования, происходящие в коре, в ходе которых вслед за этапом ее активизации, когда в ней идут процессы складкообразования (для коры Центральной Азии это палеозой), следует этап неактивного состояния (мезозой), формирующий молодой платформенный тип коры. При этом *на активном этапе* породы коры испытывают тектоническое течение, что способствует формированию в ней множества вертикальных каналов в виде локализованных (зоны разломов) и распределенных (области дезинтеграции, испытывающие восходящие движения [4]) коровых неоднородностей, по которым происходит быстрый вывод тепла из литосферы за счет флюидомассопереноса [5]. Кора на активной стадии более прогрета относительно ее нормальных температур, а мантия, наоборот, остывает и переходит в нормальный температурный режим, при котором имеет место кондуктивный теплоперенос. В ходе следующего этапа развития коры происходит стабилизация платформенного режима, при котором за первые сотни тысяч лет происходит консервация вертикальнопроводящих каналов. Мантийное тепло перестает эффективно выводиться к поверхности коры и начинает накапливаться в верхней мантии, происходит формирование астеносфера. В рамках расчетов мантийной конвекции, выполненных В.П. Трубицыным, показано, что если в такие момент времени площадь аномально разогретой мантии – астеносфера, становится достаточно большой, то возникают движущие силы мегарегионального порядка, заставляющие перемещаться континентальные плиты. Однако в этих расчетах постулируется неизменность состояния континентальных плит и не предполагается возможная эволюция вещества в мантии. В нашей модели счита-

ется, что прогрев мантийного вещества на глубинах 80–200 км (низы литосферы) может привести на финальной его стадии стабильного этапа развития платформы к дисперсионно-распределенному выплавлению из мантии, содержащей клинопироксен и гранат, базальтов и их миграции к подошве коры [6]. Таким образом, на стадии, следующей за стабильной, начинается постепенное нарашивание мощности коры. Рассмотренный выше процесс способен, с одной стороны, несколько охладить низы литосферы и верхнюю часть астеносферного слоя, расположенного под ней, а с другой, сделать активной подкоровую часть литосферы. Эта активность литосферы будет связана не столько с ее прогревом от внедрившихся базальтов, сколько с поступлением сюда ювенильных растворов, возникающих сразу после застывания жидких базальтов вблизи подошвы коры [7]. С одной стороны, подобные растворы в рамках идей Б.Г. Лутца являются главными агентами, переносящими тепло через литосферу и кору, а с другой, они сами формируют новые и реанимируют старые субвертикальные проводящие каналы, позволяющие обеспечить эффективный отвод тепла от подошвы коры. Результатом прогрева подлитосферной мантии, происходящей на стабильной стадии, будет являться снижение ее вязкости. Это, а также повышающийся на стадии дисперсионного выплавления базальтов вертикальный градиент температур может привести к формированию мелкомасштабной конвекции (горизонтальный размер ячеек менее 100 км), захватывающей на начальной стадии только самые верхи подлитосферной мантии. Конвекция с одной стороны, ускорит перенос тепла в литосферу, что будет поддерживать в ней дисперсионный режим выплавления базальтов, а с другой увеличит мощность глубинного слоя мантии, значение градиента температур и вязкости которого позволяет развиваться здесь термогравитационной конвекции [8]. С ростом мощности конвектирующего слоя (до 100–300 км) возрастает и латеральный размер ячеек конвекции: он приближается к 150–400 км, что хорошо соответствует типичным расстояниям между впадинами и поднятиями в континентальных горно-складчатых орогенах. Под действием развитой термогравитационной конвекции в верхней мантии будет происходить изменение положения подошвы литосферы. Это изменение будет связано с повышенным изотропным давлением, возникающим в астеносфере вблизи подошвы литосферы на участке восходящих течений и пониженным – на участке нисходящей ветви течения. В созданной в наших исследованиях тектонофизической модели нагружения вертикальные движения подошвы литосферы являются источником потери устойчивости коры.

Вторым определяющим фактором создаваемой тектонофизической модели механизма формирования горно-складчатых орогенов являются: эрозия горных склонов и осадконакопление во впадинах. Эти явления

всегда сопровождают процессы активного рельефообразования и сами по себе могут рассматриваться как нагружающие механизмы. Поверхностный массоперенос связан с энергией внешних по отношению к литосфере физических процессов (энергия атмосферы), а процесс удаления пород с горных склонов, так же как и процесс осадконакопления – это по сути явления внешнего нагружения тектоносферы, осуществляющего на кровле коры. Обычно считается, что процесс эрозии подничающих склонов и заполнения прогибов лишь уменьшает контрастность рельефа и не влияет на характер напряженного состояния. Однако наши расчеты [9] показывают, что эти процессы вносят достаточно существенный вклад в напряженное состояние коры и в условиях изостатической компенсации рельефа в пределах верхней мантии способствуют увеличению высот хребтов и крутизны их склонов на фоне стабилизации среднего высотного уровня горных поднятий и фактически наблюдаемого сохранения доэрозионного пенеплена на вершинах хребтов [10].

Третьим фактором, учет которого осуществлен в ходе создания тектонофизической модели формирования областей поднятий и прогибов горноскладчатых орогенов, являлся механизм изостатической компенсации, уже упомянутый выше. Наиболее мощный эффект этой компенсации связан с границей кора – мантия и менее выраженный на границе литосфера – астеносфера. В созданных тектонофизических моделях механизм изостатической компенсации оказался ключевым для объяснения наблюданного процесса инверсии вертикальных движений поверхности, когда в месте будущих впадин вначале наблюдается пологое поднятие, а в местах будущих поднятий, наоборот, вначале формируются неглубокие впадины.

Четвертым ключевым фактором тектонофизической модели являлся учет упругой сжимаемости горных пород, реализующийся в ходе тектонического течения, с одной стороны, в виде объемного расширения горных пород в процессе их выноса в верхние горизонты коры. С другой стороны, учет упругой сжимаемости горных пород способен объяснить режим горизонтального сжатия в областях поднятий [11]. Явление формирования наибольшего сжатия в латеральном направлении связан с действием остаточных напряжений второго рода [12], которые формируются в результате упругой декомпрессионной разгрузки горных пород, испытавших ранее квазипластические деформации на глубине. Здесь следует заметить, что для пород коры, испытывающих при погружении всестороннее уменьшение объема, а при декомпрессии, вызванной поднятием ближе к поверхности, – всестороннее увеличение объема, необходимо говорить об эффективных объемных модулях. Эти модули должны учитывать такое явление, как способность конденсированного в жидкость газообразного флюида трещинно-порового пространства расширяться при декомпрессии горных пород, уве-

личивая поровое пространство объема пород и уменьшая их плотность. С другой стороны, в условиях увеличивающегося тектонического давления, вызванного погружением пород, конденсация флюида возрастает, что создает возможность увеличивать его плотность, уменьшая поровое пространство и объем пород. В первом случае флюид совершают работу по увеличению объема пород, во втором наоборот накапливает внутреннюю энергию.

Заключение. Представленный выше анализ факторов, определяющих процесс формирования орогенов, позволил создать тектонофизическую модель, в рамках которой аналитическими методами механики были выполнены расчеты параметров напряженно-деформированного состояния коры горно-складчатых орогенов, позволившие выявить особенности его эволюции в процессе формирования рельефа кровли и подошвы коры.

Литература

1. Леонов Ю.Г. О некоторых особенностях геологии на современном этапе // История наук о Земле. Институт истории естествознания и техники РАН. М.: ИИЕТ РАН, 2009. С. 9–27.
2. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.
3. Трубицын В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3–40.
4. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 468 с.
5. Лутц Б.Г. Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов // Вестник АН СССР. 1973. № 10. С. 28–36.
6. Furlong K.P., Fountain D.M. Continental crustal underplating: Thermal considerations and seismic petrologic consequences // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 8285–8294.
7. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
8. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир, 1985. Т. 1. 374 с.
9. Ребецкий Ю.Л. Особенности напряженного состояния внутриконтиентальных горно-складчатых орогенов // Материалы III тектонофизической конференции в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ, 2012. С. 43–60.
10. Makarov V.I. Neotectonics and geodynamics of mountain systems of Central Asia // Quaternary Intern. 1995. V. 25. P. 19–23.
11. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 66–73.
12. Марков Г.А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, Ленинград. отд., 1977. 211 с.

**А.Е. Романько¹, Н.А. Имамвердиев², В.Ю. Прокофьев³,
И.В. Викентьев³, А.Т. Савичев¹, С.С. Степанов^{1†},
М.Хейдари⁴**

Офиолитовый меланж востока Ирана, Ближний Восток, некоторые вопросы границы раздела М

Офиолиты Тетиса имеют, несомненно, колоссальное значение с многих точек зрения. На востоке Ирана известен неструктурированный офиолитовый меланж, датированный мелом (–палеоценом?) [1–6]. Здесь с палеоценена осуществлялись интенсивные тектонические движения и складчатость, предполагается вращение отдельных блоков более чем на 90 градусов, что отрицательно влияло на сохранность офиолитовых фрагментов. Породы 1-го слоя – осадки и реститовые мантинные гарцбургиты развиты слабо, в то время как базальты и всевозможные габброиды более распространены. Cu-Ni-Co-Pt (PGE или ЭПГ), Cr и Fe минерализация, включая промышленную, присуща изучаемому офиолитовому меланжу. Как минимум, медь, наверное, мобилизовалась после мела и в зоцене, формируя важную минерализацию вместе с новой порцией меди, обусловленной надсубдукционным [1–5] шошонитовым-латитовым магматизмом с преобладанием средних пород. Для изучаемых офиолитов характерна минимальная сумма газов флюидных включений (H_2 , O_2 , N_2 , CO_2 , CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} , C_5H_{12} , C_6H_{14}) – сравнительно со всеми изученными породами – 0.401–0.655 куб. см/кг, что на порядок ниже сравнительно с богатыми этими газами щелочными породами массива Лар, неоген(?) [6]. Расплавные включения не свойственны внутриплитным базитам региона, а в надсубдукционных кислых продуктах дают высокие значения кристаллизации – 1150–1220 °C. Это, возможно, опосредованно коррелирует с аномальным эндогенным режимом региона, контролируемым Африканским суперплюмом, по недавней томографии высокого разрешения А. Булла, Дж. Ритсемы и др.

Проблема границы раздела М (5–10 и 20–90 км соответственно под океанами и континентами, средняя 35 км, скачок продольной скорости ниже М до 8.15 км/с в среднем, по В.Н. Патрикееву и др.) чрезвычайно актуальна. В случае серпентинизации ультрабазитов сейсмические скорости в них падают, и сейсмическое М смещается вниз, а петрологическое М находится заведомо выше – в подошве габброидов слоя За. При

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Государственный университет Баку, Баку, Республика Азербайджан

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

⁴ Университет Авиценны, факультет геологии, Хамадан, Иран

закрытии микротрещин вода и пар не способны значимо влиять на со-
стояние среды – серпентинизацию и т.д., и имеют место лишь хрупкие
деформации. Напротив, при эклогитизации габброидов, петрологиче-
ское М (условный контакт эклогитизированных габброидов и мантий-
ных гарцбургитов) смещается вниз, по Милдеру и др., 2012.

Представляется, что имеется такая причинная связь для ряда тектонических этапов, как: высокий глобальный тепловой режим – оживление двух суперплюмов Земли (на ее ранних этапах существовал один суперплюм): 1) начало океанского спрединга (обычно несимметричного) и/или 2) крупные магматические провинции, например, регион плато Онтонг Ява (ранний мел, океаническая кора до 35 км мощности), Сибирь – траппы (пермь/триас), Бушвельд (2.05 млрд лет), Кару, Африка (ранняя юра) и др. Во время формирования этих гигантских провинций осуществляется наращивание коры и возможно смещение сейсмической границы раздела М вниз.

В связи с упомянутым Африканским суперплюмом отметим, что известно о снижении объемов углеводородов (УВ) в направлении: Персидский залив – Южный (субокеаническая кора) – Средний–Северный Каспий, по В.Е. Хайну и др. (иначе говоря, по мере удаления от центра суперплюма). С этим направлением согласуется и ориентировка соляных куполов востока Персидского залива и т.д. Подпитка УВ снизу признается ныне многими. На химфаке МГУ имеются сведения о соотношении земной неорганики к органике как более чем 500:1 (устное сообщение, 2012). Фиксируемый с глубин водород с углекислотой или углеродом способен дать метан. Также осуществима реакция перехода углекислоты в метан. Органика в космосе вновь не противоречит сказанному. Сочетание органики и неорганики для объяснения формирования залежей УВ используется довольно многими специалистами.

Авторы весьма благодарны Е.Ф. Романько†, А. Хушманзаде и М.А.А. Ноголь Садату, а также В.В. Славинскому, В.Г. Трифонову, М.П. Антипову, Ю.А. Воложу, В.А. Быкадорову, Б.Н. Голубову, В.Е. Хайнут†, А.Л. Книпперу†, С.В. Руженцеву†, Г.И. Макарычеву† и мн. др. за обсуждения, помощь и т.д.

Литература

1. *Хайн В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
2. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
3. *Короновский Н.В., Ломизе М.Г.* Тектоническая акреция и коллизия как этапы формирования межконтинентальных складчатых поясов. Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы 39 Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 353–357.

4. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П. и др. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. М.: ГЕОС, 2010. 86 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 593).

5. Romanko E., Kokorin Y., Krivyakin B. et al. Outline of metallogeny of Anarak Area (Central Iran). Ministry of mines and metals. Geological Survey of Iran Rep. N 21. Tehran: Technoexport, 1984. 136 p.

6. Романько А.Е., Имамвердыев Н.А., Прокофьев В.Ю. и др. Альпийские эндогенные события провинции Сейстан и Белуджистан, Иран, Ближний Восток: новые данные, проблемы, углеводороды, ограничения // Вестник Бакинского Университета. 2012. № 2. С. 92–103.

Г.Н. Савельева¹

Образование раздела М в океанической литосфере: свидетельства в офиолитах

Определение «офиолиты – ассоциация, включающая фрагменты океанической коры и верхней мантии, образованная в центрах спрединга и тектонически перемещенная на континентальную кору» содержит понятие о разделе М как о границе между породами, сформированными в мантии и в коре [13]. В настоящем сообщении раздел М в офиолитах («петрологическая граница Мохоровичча») рассматривается как граница, которая образуется при подъеме мантийного диапира под зоной спрединга океанической коры между мантийными реститами и коровыми комплексами пород – как плутоническими, так и гипабиссальными. В офиолитах соотношения пород в области этой границы нередко характеризуют условия спрединга.

Новые материалы по геологическому строению современных и древних центров спрединга показали, что мегаструктура океанической коры и строение пограничной области «кора–мантия» в крупных доменах литосферы во многом определяется событиями, прошедшими именно в центрах спрединга. Пространственные и временные вариации условий подъема мантийного вещества формируют вдоль осевую сегментацию эмбриональной океанической коры [4, 8, 12, 15, 18]. В этих сегментах представлены либо полные разрезы океанических комплексов, включающие мантийные реститы, плутонические габброиды, долеритовые дайки и базальтовые лавы, либо редуцированные разрезы, где базальтоиды стратиграфически перекрывают мантийные породы, выве-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

денные на океанское дно. Подобная сегментация коры описана в Атлантике и предполагается, что она характерна для центров спрединга с небольшой скоростью. В высокоскоростных центрах спрединга (Восточно-Тихоокеанское поднятие) многочисленные магматические камеры установлены на основании детальных геофизических работ как непосредственно под осью срединно-океанического хребта, так и на расстоянии до 6–8 км от оси хребта [11, 19]. По данным [11] раздел М фиксируется на глубине 6,0 км на расстоянии 8 км от оси хребта, а глубина залегания промежуточной магматической камеры составляет 4,2 км. В то же время, промежуточные магматические камеры установлены и в рифтовых зонах с низкими скоростями растяжения коры [17]. Это дает основание предполагать сходный принцип формирования раздела М в разных геодинамических обстановках.

Исследование взаимодействия расплавов с породами океанической литосферы в центрах спрединга показало, что: (1) импрегнация рестиотов базальтоидными расплавами проходит в широком интервале глубин, преимущественно, в интервале 9–12 км; (2) остаточные расплавы из которых, в частности, кристаллизовались плагиограниты полигона Сьерра-Леоне, внедрялись в уже сформированный, но еще тектонически не нарушенный разрез океанской коры; на отдельных участках САХ этого же полигона установлены магматические внедрения после метаморфических событий; (3) различия в типах взаимодействий отражают условия прохождения расплава и состояние вмещающих пород на разных глубинных горизонтах литосферы. Существует принципиальное сходство строения раздела М в срединно-океанических хребтах и в надсубдукционных центрах спрединга, однако, есть и значительные различия.

На основании изучения структуры и петролого-geoхимического состава пород выделены области преимущественного транспорта расплава в природных объектах – мантийных ультрамафитах офиолитовых массивов (верхние горизонты мантии) [1, 6]. Полученные данные коррелируются с экспериментальными моделями [14].

Реститовые гарцбургиты служили вмещающей матрицей для мигрирующих расплавов на разных этапах магматической активности, разделенных десятками и сотнями миллионов лет. Распределение, количество и форма дунитовых тел как маркеров транспортировки расплава сквозь перidotиты отражают два главных пути формирования каналов в мантии. Первый – миграция, сегрегация и транспорт расплава к краям блока-домена мантийных пород, аккрециирующихся к относительно холодной литосфере. Этот путь особенно четко проявлен в лерцолитовых массивах, образованных в рифтах (и зонах срединно-океанического спрединга) и также фиксируется в гарцбургитовых массивах, образованных при спрединге в надсубдукционной обстановке. Второй путь – транспортировка расплавов сквозь все мантийные перidotиты по сис-

теме пересекающихся жил, субвертикальных каналов вне пространственной связи с краями аккретирующегося тела; проявлен исключительно в существенно гарцбургитовых массивах, образованных в обстановке надсубдукционного спрединга. Подъем этих расплавов происходил в ходе деформаций, завершивших этап пластического течения мантийных рестиотов. 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 рестиитах, 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.

Условия образования мантийных пород в надсубдукционной обстановке оценены следующим образом [1, 2, 9, 16]. Шпинелевые гарцбургиты, отобранные вдали от дунитовых и пироксенитовых тел имеют однородный состав оливинов, шпинелидов, а также гомогенный общий состав, что позволяет рассматривать эти породы как реститы после 14–16% частичного плавления мантийного вещества. Вблизи контактов с дунитовыми и пироксенитовыми телами в гарцбургитах установлены различные изменения состава, маркирующие различные стадии миграции расплава в надсубдукционной обстановке. На ранней стадии, возможно, в области границы литосфера/астеносфера в преддуговой мантии, при температуре от 1050 до 1200°C и давлении 1–1.7 ГПа дунитовые тела формировались в результате фокусированного течения расплава при стрессе. Поздняя стадия движения расплава проходила в режиме остывания пород, в литосферной мантии, которая горизонтально перемещалась к желобу. Состав редких элементов расплава, который мигрировал сквозь гарцбургиты, имел геохимические характеристики, аналогичные таковым в бонинитах [2]. Роль компонентов, поступавших из погружающегося слэба, возрастала во времени. Соответственно, на поздней стадии расплавы, из которых образованы пироксениты, были обогащены кремнеземом и водой. Эти маловязкие расплавы импрегнировали окружающие их гарцбургиты, изменяя их состав [9]. Формирование дунитов краевых зон происходит на меньших глубинах и при более низких температурах относительно формирования каналов транспортировки расплавов в центральной части разреза, маркированных системой дунитовых жил и тел. Численное моделирование условий процесса деформирования показало, что его бифуркация ведет к формированию зон локализации пластических деформаций, обладающих относительно высоким разуплотнением [3]. Деформационные структуры в области раздела Мохо развиваются на протяжении всей истории его формирования – от субсолидусных высокотемпературных в ман-

тийном разрезе до хрупко-пластических и хрупких на границе эмбриональной коры и мантии.

Процессы, ведущие к образованию раздела М, запечатлены в структуре и составах пород области, охватывающей сотни метров, иногда до 1,5 км разреза верхнемантийных комплексов офиолитов. Формирование некоторых типов подиформных хромитовых месторождений связано с формированием этой критической зоны. Определения U-Pb возраста циркона в хромитах из дунитов, залегающих в разных частях мантийного разреза позволило оценить время некоторых тектономагматических событий в мантийных комплексах офиолитов. Возраст циркона из высокочромитых руд, залегающих в дунитах центральной части мантийного разреза и из глиноземистых хромитов в дунитах мантийного разреза ВойкароСынинского массива, залегающих в области раздела М, пограничной с породами верлит-дунит-пироксенитового комплекса оказался различным [7]. Наличие разных возрастных кластеров циркона – венд и ранний протерозой – в хромитах из разных частей мантийного разреза офиолитов Полярного Урала дает основание предполагать сложную многоэтапную эволюцию мантийного разреза офиолитов. Новые датировки свидетельствуют в пользу того, что в пределах одного массива хромиты и вмещающие их дуниты могли формироваться в разное время и, возможно, в ходе различных процессов. Эти данные подтверждаются результатами Re-Os датирования ультраосновных пород [10].

Таким образом, устанавливается неоднократное вовлечение самых верхних горизонтов верхней мантии в тектономагматические процессы, коррелирующиеся с формированием раздела М. К таким процессам мы относим подъем мантийного диапира под центром спрединга в срединно-океанических хребтах и надсубдукционных обстановках, в рифтовых зонах и при образовании вулканических построек на океанических плитах. Область раздела М в новообразованной океанической литосфере зарождается на глубине около 6 км на расстоянии 6–8 км от центра спрединга и при дальнейшем удалении от него не опускается ниже 10–12 км. Усложнение и преобразование раздела М происходит при спрединге древней океанической коры, например, в задуговых бассейнах. В полных разрезах офиолитов с мощностью мантийных комплексов 6–12 км и прямыми магматическими соотношениями с коровыми плутоническими базит-ультрабазитами сохраняются структурные и петролого-геохимические свидетельства процессов, происходящих при образовании раздела М.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00011.

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. Т. 50. № 9. С. 992–1012.
2. Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Свидетельства надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сынинского массива, Полярный Урал // Докл. РАН. 2009. Т. 421. №2. С. 238–243.
3. Гарагаш И.А., Савельева Г.Н. Моделирование условий формирования каналов транспортировки расплавов в мантии // Физика Земли. 2011. № 8. С. 20–28.
4. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Тектоника и формирование океанической коры в области «сухого» спрединга Центральной Атлантики ($7^{\circ}10'$ – 5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
5. Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н. Вендинские тектономагматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромитов // Геотектоника. 2007. №2. С. 23–33.
6. Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г., Суслов П.В., Брюгманн Г. Структура каналов транспортировки расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. № 6. С. 25–45.
7. Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.Г. и др. Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал). // Геотектоника. 2013, в печати.
8. Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E., Cannat M., Honnorez J., Lagabrielle Y., Malavielle J., Mamaloukas-Frangulis V., Mevel K. Direct observation of the section through slow spreading oceanic crust // Nature. 1989. V. 337. P. 726–729.
9. Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N., Sobolev A.V. Consequences of channelized and diffuse melt transport in supra-subduction zone mantle: Evidence from the Voykar Ophiolite (Polar Urals) // J. Petrology. 2011. V. 52. № 12. P. 2483–2521.
10. Batanova V., Bruegmann G., Savelieva G., Sobolev A.V. Effects of melting and melt/fluid migration processes on the distribution of HSE and Os isotopes in supra-subduction mantle, Voykar ophiolite, Polar Urals. Submitted to EPSL, 2012.
11. Canales J.P., Carton H., Carbotte S.M. et al. Network of off-axis melt bodies at the East Pacific Rise // Nature geoscience. 2012. V. 5. P. 279–283.
12. Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H., Case J. et al. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15° N region // Tectonophysics. 1997. V. 279. P. 193–213.
13. Coleman R.G. Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? New York: Springer-Verlag, 1977. 229 p.
14. Holtzman B.K., Kohlstedt D.L. Stress-driven melt segregation and strain partitioning in partially molten rocks: Effects of stress and strain // J. Petrology. 2007. V. 48. N 12. P. 2379–2406.

15. *Karson J.A.* Variations in structure and petrology in the Coastal Complex, Newfoundland: Anatomy of an oceanic fracture zone // Ophiolite and Oceanic lithosphere / Gass I.G., Lippard S.J., Shelton A.W. (eds.). Oxford: G.B. Alden press, 1989. P. 131–144.
16. *Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spigelman M., Dick H.J.D.* A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath spreading ridges // *Phylos. Trans. R. S. London*, 1997. Ser. A V. 335. P. 283–318.
17. *Pagli C., Wright T.J., Cynthia J., Ebinger C.J.* Shallow axial magma chamber at the slow-spreading Erta Ale Ridge // *Nature geoscience*. 2012. V. 5. P. 284–288.
18. *Parson L., Gracia T., Coller D. et al.* Second-order segmentation; the relationship between volcanism and tectonism at the MAR, 38°N – 35°40'N // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 178. P. 231–251.
19. *Toomey D.R.* Piecing together rifts // *Nature geoscience*. 2012. V. 5. P. 235–236.

В.Б. Свалова¹

Термо-гравиметрическая модель осадочного бассейна. Пример Прикаспийской впадины

Общий региональный температурный фон Прикаспийской впадины увеличивается с севера на юг и с востока на запад. Геотермические исследования Прикаспийской впадины отражены в целом ряде работ [1–4].

Реальные значения для центральной части впадины лежат в интервале от 40 до 51 мВт/ м². В восточной части, в районе Актюбинского Приуралья, неискаженное значение теплового потока составляет 40 мВт/м². В тектонически активных зонах Прикаспийской впадины, в пределах ее северо-западного обрамления, тепловой поток повышен и близок к 50 мВт/м². Вдоль южного борта протягивается широкая полоса высоких значений теплового потока – в среднем 55 мВт/м². Средние значения теплового потока в Прикаспийской впадине равны примерно 52 мВт/м². Эти значения близки к средним значениям теплового потока для Печорской и Североморской впадин, т.е. крупнейшие синеклизы углов платформы на рифейском основании характеризуются специфическими величинами глубинного теплового потока, отличающими их от более древних структур Восточно-Европейской платформы.

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

Поле силы тяжести Прикаспийской впадины в целом пониженное. В пределах Центральноприкаспийского прогиба в поле Δg фиксируются Аралсорский и Хобдинский региональные максимумы, обусловленные в основном мантийными выступами. В наблюденном гравитационном поле наиболее погруженной центральной части впадины отвечают региональные гравитационные максимумы, а ее бортовым зонам – региональные минимумы или пониженные значения гравитационного поля. Это значит, что региональные аномалии силы тяжести обусловлены более глубокими слоями земной коры и мантии [1, 4].

Анализ всего комплекса геологических и геофизических данных дает основания связать формирование и эволюцию Прикаспийской впадины с подъемом мантийного диапира. Разуплотненная мантия поднимается, формируя на дневной поверхности глубокую депрессию, постепенно заполняющуюся осадками. Термомеханическое моделирование показывает, что в зависимости от динамики подъема диапира на дневной поверхности возможно формирование сводового поднятия, сменяемого формированием глубокой депрессии. При достаточной мантийной активности возможна дальнейшая смена режима прогибания на режим формирования сводового поднятия и даже излияния базальтов. Общая картина движений может осложняться наличием фоновых горизонтальных движений. При аналитическом решении задачи удается найти критические параметры, связывающие динамику мантийных движений с эволюцией рельефа поверхности [5–12].

При исчерпании энергии мантийный диапир кристаллизуется, начиная с верхней части, наиболее высоко поднявшейся в сравнительно холодные слои литосферы. Уплотненная верхняя часть диапира может дать региональный гравитационный максимум, наблюдаемый в центре депрессии.

Для определения толщины литосферы Прикаспийской впадины и окружающих регионов предлагается использовать комплексную самосогласованную термо-гравиметрическую модель многослойной сплошной среды, описывающей в упрощенном виде строение осадочного чехла, консолидированной коры и верхней мантии геологической структуры.

Пусть геотермическое поле для установившегося процесса описывается стационарным уравнением теплопроводности с учетом только кондуктивного теплопереноса. На границах слоев выполняются условия непрерывности температур и тепловых потоков. Дневная поверхность характеризуется температурой 0°C . Граница литосфера-астеносфера отождествляется с температурой плавления базальтов 1200°C .

Итак:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 T_i}{\partial z^2} &= -Q_i/k_i, \\ T^* &= 0^{\circ}\text{C}, \quad T_* = 1200^{\circ}\text{C}, \\ [T_i] &= 0, \quad [k_i \partial T_i / \partial z] = 0, \end{aligned}$$

где k_i – средняя теплопроводность i -того слоя, Q_i – теплогенерация, $T(x,z)$ – температура, x – горизонтальная координата, z – вертикальная координата.

Тогда для поверхностного теплового потока можно получить следующее выражение:

$$q^*(x) = - \frac{T_* + \sum_{i=2}^n h_i^2 Q_i / 2k_i + \sum_{i=2}^{n-1} h_i / k_i \sum_{j=i+1}^n h_j Q_j}{\sum_{i=2}^n h_i / k_i},$$

где $h_i(x) = z_i - z_{i-1}$ – толщина i -того слоя, n – число слоев, $z_1(x)$ – граница литосфера-астеносфера, $z_2(x)$ – граница Мохо, $z_3(x)$ – поверхность фундамента, $z_4(x)$ – дневная поверхность (для нерасчлененного осадочного чехла в упрощенной модели) (рисунок).

Т.к. радиоактивные элементы сосредоточены в основном в коре, то теплогенерацию в мантийной литосфере можно считать равной нулю $Q_2 = 0$. Тогда для толщины мантийной литосферы получим выражение:

$$h_2(x) = - \frac{T_* + q^* \sum_{i=3}^n \frac{h_i}{k_i} + \sum_{i=3}^n \frac{h_i^2 Q_i}{2k_i} + \sum_{i=3}^{n-1} \frac{h_i}{k_i} \sum_{j=i+1}^n h_j Q_j}{1/k_2(q^* + \sum_{i=3}^n h_i Q_i)}$$

Таким образом, зная распределение поверхностного теплового потока $q^*(x)$, значения теплофизических характеристик слоев (теплопроводность и теплогенерация), а также глубину залегания поверхности фундамента и границы Мохо, можно определить глубину залегания астеносферного слоя как в центре депрессии, так и в сопряженных областях Восточно-Европейской платформы.

Производя расчеты для характерных значений теплофизических характеристик и известных из геофизики границ, можно получить толщину литосферы в центре впадины порядка 110 км и для платформы около 180 км, т.е. подъем астеносферы под впадиной составляет около 70 км по сравнению с окружающими регионами. При расчетах использовались следующие характерные значения параметров: толщина осадочного чехла в центре впадины 24 км, на платформе 3 км. Толщина консолидированной коры 12 и 40 км, соответственно. Теплогенерация базальтов 0,5 мкВт/м³, гранитов 2 мкВт/м³, осадков 1 мкВт/м³. Коэффициент теплопроводности гранитов и базальтов 2,5 Вт/(м К), терригенных осадочных пород 1,7–2,1 Вт/(м К), соли – 5,4–6,6 Вт/(м К), т.е. среднее для осадочного чехла 3 Вт/(м К). $T = 1200$ °C = 1473°K, $q^* = 50$ мВт/м² для впадины и $q^* = 40$ мВт/м² для платформы.

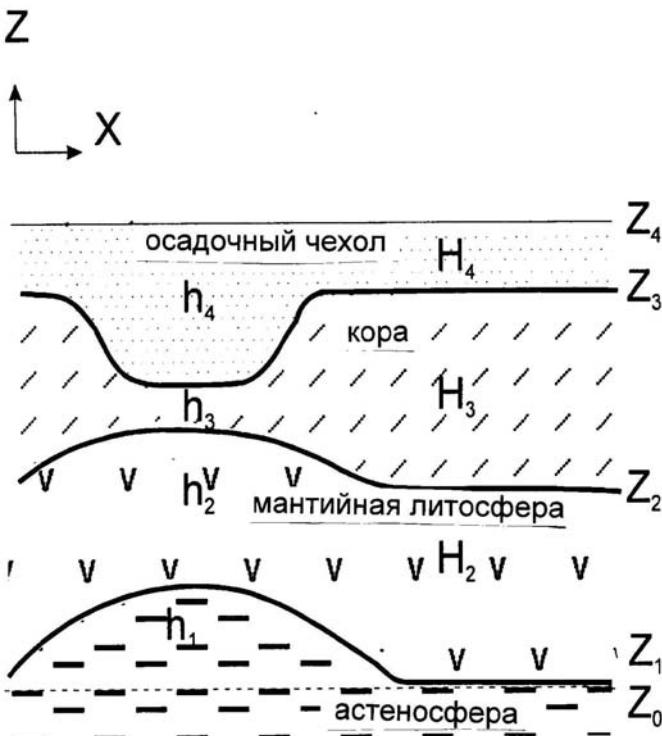


Рисунок. Схематический разрез литосферы Прикаспийской впадины и прилегающей части Восточно-Европейской платформы.

Z_0 – уровень изостатической компенсации в астеносфере, Z_1 – граница литосфера-астеносфера, Z_2 – граница Мохо, Z_3 – поверхность фундамента, Z_4 – дневная поверхность

Рассмотрим теперь гравиметрическую модель литосферы. Будем считать Прикаспийскую впадину и Восточно-Европейскую платформу изостатически скомпенсированными структурами с уровнем компенсации в астеносфере. Тогда будем иметь следующую систему уравнений для впадины и платформы:

$$\begin{cases} \sum h_i \rho_i = \sum H_i \rho_i, \\ \sum h_i = \sum H_i. \end{cases}$$

Здесь ρ_i – плотности слоев. Первое уравнение характеризует равенство давлений на уровне изостатической компенсации для многослойной литосферы впадины (h_i) и платформы (H_i). Второе уравнение содержит предположение, что уровень изостатической компенсации для впадины и платформы совпадает. В частности, для упрощенной модели, состоящей из слоя астеносферы (h_1), мантийной литосферы (h_2 , H_2),

консолидированной коры (h_3 , H_3) и осадочного чехла (h_4 , H_4) можно получить величину выступа астеносферы под впадиной по отношению к уровню астеносферы под платформой h_1 и разницу толщин мантийной литосферы для впадины и платформы $H_2 - h_2$:

$$h_1 = \frac{(\rho_4 - \rho_2)(h_4 - H_4) + (\rho_3 - \rho_1)(h_3 - H_3)}{\rho_2 - \rho_1},$$

$$H_2 - h_2 = \frac{(\rho_4 - \rho_1)(h_4 - H_4) + (\rho_3 - \rho_1)(h_3 - H_3)}{\rho_2 - \rho_1}.$$

Для характерных значений плотности $\rho_4 = 2.3 \text{ г/см}^3$ (осадочный чехол), $\rho_3 = 2.7$ (гранит) – 2.9 г/см^3 (базальт), $\rho_2 = 3.3 \text{ г/см}^3$ (литосфера), $\rho_1 = 3.4 \text{ г/см}^3$ (астеносфера) и толщин слоев из предыдущей геотермической модели получаем $h_1 \approx 70 \text{ км}$, $H_2 - h_2 \approx 60 \text{ км}$. Т.е. величина астеносферного выступа под впадиной из гравиметрической модели близка к значению, полученному из геотермической модели, что говорит о корректности моделей. То же самое можно сказать об утолщении мантийной литосферы под платформой. Одни и те же величины определяются двумя независимыми методами, что повышает надежность результата. В то же время, только геотермическая модель дает абсолютные значения толщины литосферы, а гравиметрическая только относительные изменения. Обе модели допускают дальнейшее уточнение и детализировку, увеличение числа слоев, усложнение теплофизических и геофизических характеристик слоев, учет региональных гравитационных и геотермических аномалий.

Таким образом, разработана самосогласованная термо-гравиметрическая модель литосферы и астеносферы осадочного бассейна, позволяющая количественно оценить подъем астеносферного диапира под геологической структурой. Модель исследуется на примере геофизических полей и геологических характеристик Прикаспийской впадины. Разработанная модель допускает и предполагает дальнейшее уточнение и совершенствование. Результаты моделирования были подтверждены сейсмическими исследованиями Украинских геофизиков.

Литература

1. Аксенов А.А., Гончаренко Б.Д., Калинко М.К., Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г., Размышляев А.А. Нефтегазовый потенциал подсолевых отложений. М.: Наука, 1985. 205 с.
2. Бочкарева В.А., Сыдыков Ж.С., Джсангириянц Д.А. Подземные воды Прикаспийской впадины и ее восточных обрамлений. Алма-Ата: Наука, 1973. 228 с.

3. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. Тепловой поток Прикаспийской впадины // Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985. С. 251–255.
4. Максимов С.П., Дикенистейн Г.Н., Золотов А.Н., Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г., Размышиляев А.А. Геология нефти и газа Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1990. 274 с.
5. Свалова В.Б. Термо-гравиметрическая модель Прикаспийской впадины // Мониторинг. Наука и технологии. 2012. № 1 (10). С. 43–47.
6. Соловьев Б.А., Свалова В.Б., Иванова Т.Д. Термомеханическая модель формирования и эволюции осадочного бассейна на примере Прикаспийской впадины // Теоретические и экспериментальные исследования геотермического режима акваторий. М.: Наука, 1991. С. 93–104.
7. Свалова (Занемонец) В.Б., Котёлкин В.Д., Мясников В.П. О динамике литосферных движений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 5. С. 43–54.
8. Свалова В.Б., Соловьев Б.А., Иванова Т.Д. Геодинамика и геотермия Прикаспийской впадины // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. М.: Наука, 1993. С. 119–132.
9. Свалова В.Б., Шарков Е.В. Позднекайнозойская геодинамика Альпийского складчатого пояса в связи с формированием внутренних морей (петролого-геомеханические аспекты) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2005. №1. С. 3–11.
10. Sharkov E., Svalova V. Geological-Geomechanical Simulation of the Late Cenozoic Geodynamics in the Alpine-Mediterranean Mobile Belt // New Frontiers in Tectonic Research – General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs. INTECH, Croatia. 2011. P. 18–38.
11. Svalova V.B. Mechanical-mathematical models of the formation and evolution of sedimentary basins // Sciences de la Terre, Ser. Inf. 1992. No 31. P. 201–208.
12. Svalova V.B. Mechanical-mathematical simulation of geological structures evolution // Geoinformatics. 1993. V. 4(3). P. 153–160.

К.И. Свешников

Литосфера и граница М в южной части Восточно-Европейской платформы

Проведенное нами совместно с сотрудниками Института Геофизики НАНУ (Киев) исследование связей геологического строения южной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и глубинных неоднородностей привело к выводам:

Граница между мантией и земной корой, судя по характеру разрезов, достаточно маломощная (четкая) и морфологически не отличается от

других геологических границ. По характеру разреза выделяется серия участков с повышенным и пониженным положением границы М, обладающим обратной корреляцией с мощностью нижней части земной коры. Согласно наборам магматических формаций, такие участки отвечают, соответственно, условиям растяжения или сжатия (скучивания и «задавливания» на глубину границы Мохо) в верхней части литосферы. Границы между участками соответствуют разломам глубокого заложения, прослеживающимся от верхней части мантии до современной земной поверхности и разделяющим тектонические блоки разного строения.

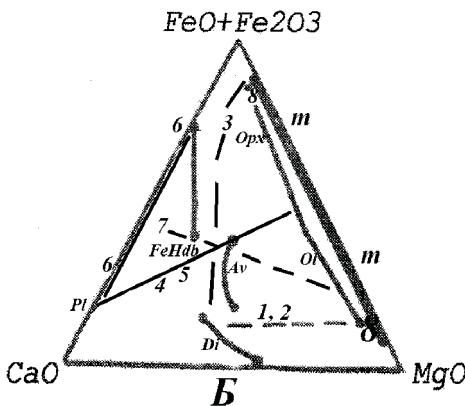
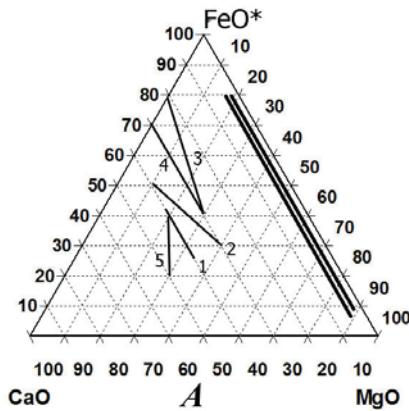
Участки разного геологического строения сформировались в раннем докембрии; следовательно, отличия отвечающих им тектонических блоков (включая базальтовый слой и верхнюю мантию) также сформировались в раннем докембрии (от 2 млрд лет и раньше)

Изостазия сколько-нибудь существенной роли не играла. Другими словами, неоднородности в составе и строении литосферы южной части ВЕП имеют «первичный» характер и возникли, скорее всего, более или менее синхронно с образованием континентальной мантии.

Сопоставление содержаний редкоземельных элементов не показывает сколько-нибудь устойчивых отличий между вулканическими сериями сходных геодинамических обстановок. Сравнение распределений прочих рассеянных элементов показывает постоянное перекрытие полей фигуративных точек океанических и континентальных базальтов, по (Пирс, 1973, Роллинсон, 1993 и другие).

Наиболее устойчивые отличительные признаки океанических и континентальных вулканических серий мантийного происхождения выявляются при сопоставлении содержаний кальция, железа и магния на соответствующей треугольной диаграмме (рис.). Все океанические серии образуют отчетливые тренды вблизи стороны треугольника «кальций – железо», а континентальные серии – тренды, начинающиеся у стороны «магний – железо» (см. рис.). Исключение составляют тренды океанических бонинит-марианитовых серий, начинающиеся вблизи стороны треугольника «магний – железо» и тренды континентальных сиенитоидов, протягивающиеся вдоль стороны треугольника «кальций – железо».

Континентальные и океанические серии являются во всех случаях производными примитивной мантии. За исключением сиенитоидов все континентальные серии содержат дифференциаты, прослеживающиеся на диаграмме от стороны треугольника «магний – железо», что отвечает составам первичной мантии, пиролита и хондрита. Соответственно, континентальные серии можно назвать вторичными по сравнению с первичной мантией. Океанические серии не содержат промежуточных дифференциатов по сравнению с последней (за исключением бонинитов), отчего их можно бы назвать «третичными». Из этого следует, что, вопреки общепринятой концепции, океаническая мантия не подвергалась



Литосфера и граница М в южной части Восточно-Европейской платформы

A – Тренды вулканических ассоциаций океанов на диаграмме «железо – магний – кальций»: 1 – срединно-океанических хребтов, 2 – базальтов океанических островов, 3 – щелочных базалтоидов Атлантического океана, 4 – вулканитов Исландии, 5 – базалтоидов трансформного разлома. *B* – Тренды вулканических ассоциаций океанов: пироксенит-перidotитового, кимберлитового, 3 – толеитового, 4, 5 – габброанортозитового и габброноритового, 6 – сиенитоидного, 7 – габбро-пироксенит-дунитового, 8 – лампроитового. *M* – Примитивная мантия, пиролит, хондриты

переработке в результате процессов континентализации, а является исходно независимой самостоятельной структурой. Подобные особенности характерны и для Луны. Как известно, в ее строении выделяют структуры двух типов – так называемые «континентальные» габброиды (габброанортозиты, троктолиты, метеориты с обломками зерен плагиоклаза, пироксена, оливина, гранулитовым или реголитовым матриксом) и «морские» базальты или долериты. «Континентальные» породы

Луны по химическому составу отвечают габброанортозитовому тренду континентальной мантии Земли, а «морские» базальты Луны – скорее, всего, бонинит-марианитовой океанической серии Земли (по химическому составу этому типу серий соответствуют в том числе габбропироксенит-дунитовые серии Земли, но для последних характерно присутствие также меланократовых пород, по-видимому, отсутствующих среди морских базальтов Луны).

На фоне отличий континентальной и океанической мантии выделяются участки (петрографические провинции), не зависящие от характеристики мантии. Наиболее распространены участки с различными устойчивыми соотношениями железа и магния. Например, все мантийные производные от середины ВЕП до середины Атлантического океана отличаются повышенным отношением железа к магнию по сравнению с более восточными регионами (И.И. Абрамович, 1991, К.И. Свешников, 1993, Короновский, 2001 и другие). Подобные отличия наблюдаются на границе Алданского щита и Байкальской складчатой области. Соответственно, такие провинции можно рассматривать как самостоятельные структуры, вероятно, более глубокого заложения по сравнению со структурами континентальной и океанической мантии.

Согласно доминирующей концепции тектоники плит, континентальная и океаническая мантия возникли в тесной взаимосвязи под влиянием механизма глобальной конвекции и дифференциации мантийного вещества (континентальная мантия возникла преимущественно в ходе субдукции океанической). Однако, время заложения океанических мантийных структур остается дискуссионным, а в континентальной мантии неоднородности состава, как уже говорилось, существовали, начиная с раннего докембра. По изотопным данным, «первичные ядра континентов» – фундамент докембрийских платформ возникли более 3.4 млрд лет тому (Бибикова, 1989). Сформулированные выше предположения не исключают возможности дальнейших перемещений докембрийских континентов по механизму плитной тектоники, их поворотов, наращивания в одних участках, дробления и срезания в других, захвата и переработки океаническими структурами отдельных континентальных тектонических блоков (особенно в Атлантическом океане) и наоборот, но заставляют отрицать существование общепланетарной конвекции.

Приведенные данные позволяют присоединиться к группе исследователей (Т.И. Фролова, 1997, В.Е. Хайн, 2011 и другие), полагающих, что гипотеза плитной тектоники нуждается в модернизации.

Ранние этапы геологического развития Сахалина в свете гипотезы пульсирующей и расширяющейся Земли

Сахалин располагается на окраине Тихого океана, и это во многом определяет круг проблем его геологического развития. В частности, важными вопросами являются такие, как существовал ли на его нынешней территории океан, если существовал, то в какое время и какой режим сменил океанические условия. Для ответа на эти вопросы воспользуемся методом дедукции (от общего к частному). В качестве наиболее общей модели примем гипотезу пульсирующей и расширяющейся Земли [1, 2], которая, на наш взгляд, удовлетворительнее других объясняет имеющийся фактический материал по строению и развитию литосферы.

Согласно этой гипотезе в периоды расширения Земли литосфера трескается, формируются рифты, над ними образуются моря, по мере углубления которых возникают новые и расширяются ранее существовавшие океаны. Таким образом, глубоководным океаническим условиям предшествуют наземные и мелководные морские обстановки рифтовых зон. Важно подчеркнуть, что океаны занимают новое пространство в литосфере и на земной поверхности, образующееся при расширении Земли.

Океанические условия геологического прошлого устанавливаются (согласно принципу актуализма) по признакам, которые характерны для современных океанов. Это глубоководные отложения с малыми скоростями осадконакопления (обычны радиолиры), океанические (высокомагнезиальные) базальты, рифовые известняки, образующиеся на склонах подводных вулканов. Офиолиты не могут служить основанием для реконструкции океанов, поскольку в складчатых областях они обычно бывают выколоты из верхней мантии во время орогенеза [3]..

На Сахалине [4] наиболее древними, фаунистически охарактеризованными отложениями, являются породы новиковской свиты Тонино-Анивского полуострова, далдаганской серии Таулан-Армуданской гряды и житницкой свиты Восточно-Сахалинских гор. Все они имеют постепенные переходы в метаморфические комплексы сусунайской и вальзинской серий [5]. Океаническим образованиям полнее других соответствуют породы средней подсвиты новиковской свиты (районы возле устья р. Островки, мысов Юноны, Великан и Птичий, р. Знаменка на юге Сусунайского хребта). Подсвита представлена яшмами, кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, радиоляритами, базальтами с глыбами и обломками известняков, общей мощностью до 700 м. В из-

¹ Вологодский государственный педагогический университет, Вологда, Россия

вестняках р. Островки В.К. Елисеева обнаружила фораминиферы позднепермского возраста, в кремнистых породах м. Юноны В.К. Гаврилов и Н.А. Соловьева – радиолярии среднего триаса – средней юры, в породах на р. Знаменке А.Е. Егоров – пермо-триасовые фораминиферы и радиолярии. Близкий состав имеют житницкая свита и нижняя часть далдаганской серии. В первой из них Ю.М. Ковтуновичем собрана позднепалеозойская фауна брахиопод и фораминифер, во второй В.К. Елисеевой – позднепермских фораминифер. Таким образом, океанический этап можно датировать временем с поздней перми до средней юры.

Породы нижней подсвиты новиковской свиты могут характеризовать дооceanический (рифтогенный) этап геологического развития. Нижняя часть подсвиты (р. Горбуша) сложена разнозернистыми граввакковыми песчаниками. Они обладают пунктирной слоистостью, созданной линзочками глинистого материала, в котором присутствуют растительные остатки. Такая структура песчаников указывает на их наземно-пресноводный (по-видимому, пойменный) генезис. Стратиграфически выше в подсвите появляются прослои алевролитов, глинистых сланцев и светлоокрашенных яшм, что свидетельствует об их морском генезисе. Фауны в породах нижней подсвиты новиковской свиты не обнаружено, но учитывая согласное залегание с породами средней подсвиты, можно предполагать их ранне-среднепермский возраст (соответственно и время дооceanического этапа).

Согласно принятой гипотезе периоды расширения Земли сменяются периодами ее сжатия, во время которых океаны сокращаются, на их окраинах условия становятся менее глубоководными. Соответственно, океанические отложения перекрываются толщами большой мощности и с большой скоростью осадконакопления, которые принято называть геосинклинальными. При дальнейшем сжатии литосферы геосинклинальные отложения сминаются в складки, метаморфизуются, выводятся из-под уровня моря и на месте геосинклинальных прогибов образуются складчатые области.

В рассматриваемом регионе смена расширения литосферы на уменьшение ее сжатие, по-видимому, произошло в середине юры. На Сахалине к постокеаническим раннегеосинклинальным образованиям относятся остринская свита и нижняя подсвита хойской свиты набильской серии Восточно-Сахалинских гор и верхняя часть далдаганской серии Таулан-Армуданской гряды. В них переслаиваются терригенные породы с яшмами, кремнистыми сланцами, вулканитами основного состава, известняками (чаще хемогенными). Мощность этих отложений, содержащих радиолярии поздней юры–раннего мела, достигает 3000–4000 м. В олистолитах известняков нижней подсвиты хойской свиты В.О. Савицкий обнаружил кораллы позднеюрского возраста. Раннегеосинклинальными являются и отложения орлинской свиты п-ова Шмидта (верх-

(верхняя юра – нижний мел) и самохинской свиты Западно-Сахалинских гор (нижний мел), а также верхней подсвиты новиковской подсвиты Тонино-Анивского п-ова, в которой Ю.Н. Таракевич нашел раннемеловые тригонии.

Сходный состав имеют верхнемеловые образования Восточно-Сахалинских гор (верхняя подсвита хойской свиты и рымникская серия, состоящая из богатинской, ракитинской и березовской свит), общая мощность которых достигает 7000–8000 м. Они отражают условия материкового подножия. В Западно-Сахалинских горах верхний мел сложен терригенными породами общей мощностью до 5000–6000 м. Они характеризуют условия шельфа. На западных отрогах Восточно-Сахалинских гор закартирована верхнемеловая олистостромовая ивашкинская толща, которая, по-видимому, образовалась на материковом склоне. Согласное залегание верхнемеловых образований на нижнемеловых [4] дает основание для выделения единого геосинклинального этапа, продолжавшегося от поздней юры до позднего мела включительно. В этот этап сформировалась земная кора субокеанического типа. Западная граница океана располагалась восточнее современного Сахалина.

Наибольшее сжатие литосфера Сахалина испытала в начале палеогена, когда в восточной нижнемеловых позволяет предположить существование единого геосинклинального части острова, на месте геосинклинального прогиба, возникла складчатая область (мезозоиды) и образовались метаморфические комплексы вальзинской и сусунайской серий. Складчатая структура мезозоид была деформирована надвигами и сдвигами, по которым совмещались разновозрастные и разнородные блоки («террейны»). Началось формирование земной коры субконтиентального типа.

Литература

1. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканализм Земли в фанерозое (проблема пульсации и расширения Земли // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3–16.
2. Семенов Д.Ф. Геологическая природа зоны сочленения континента и океана. М.: Недра, 1986. 191 с.
3. Косыгин Ю.А., Семенов Д.Ф. Офиолиты и концепция первичной океанической коры // Тихоокеан. геология. 1982. № 4. С. 3–6.
4. Семенов Д.Ф. Геологическая карта Сахалина. М-б 1 : 500 000 (на англ. яз.). Объяснительная записка (на русск. и англ. яз.). Англия: ИНТЕРА. 1994.
5. Семенов Д.Ф. К вопросу о палеозойских образованиях Сахалина // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: изд. ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 276–287.

Природа и положение границы Мохо в гребневой зоне медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов

На основании сейсмических исследований океаническая кора была разделена на три слоя [17]: верхний осадочный слой (средняя скорость 1.5–3.5 км/сек), 2-й базальтовый слой (4.6–5.5 км/сек, средняя мощность около 2 км) и нижний 3-й слой (6.5–7 км/сек, 4 км). Нижней сейсмической границей 3-го слоя считается граница Мохо, на которой происходит скачкообразное увеличение скорости до 7.5–8.5 км/сек. В соответствии с представлениями Р. Колмана [5] в оphiолитовых разрезах граница Мохо является разделом между корой и мантией, при этом все кумулятивные (в том числе и ультраосновные) породы относятся к коре, а реститы (перидотиты и дуниты) – к мантии. Это петрологическая граница Мохо, имеющая геологический смысл границы между корой и мантией. В океане сейсмическая граница Мохо может не совпадать с петрологической границей Мохо, поскольку ей может соответствовать раздел между основными и ультраосновными кумулатами [14].

При использовании многоканального метода отраженных волн [2, 6] обнаружено, что в медленно-спрединговых хребтах 2-й и 3-й слои, сокращаясь в мощности, из-под рифтовой долины прослеживаются в зоны трансформных разломов. Это подтвердили и детальные работы по методу преломленных волн [8], свидетельствуя о некотором подъеме сейсмической границы Мохо под трансформными разломами.

В то же время геологические исследования показали, что в зонах трансформных разломов в медленно-спрединговых хребтах сплошного слоя базальтов и плутонических пород не наблюдается. Здесь преобладают серпентинизированные ультрамафиты реститовой природы, среди которых в виде блоков располагаются габброиды [1, 3]. Учитывая этот факт, Г. Хесс [7] предположил, что весь 3-й слой сложен серпентинизированными перидотитами, а границей Мохо является фронт их серпентинизации. Однако лабораторные измерения [4] сейсмических скоростей серпентинизированных перидотитов показали, что они не объясняют реальных скоростей, что означает обязательное участие в строении 3-го слоя плутонических пород основного состава. Поэтому в работе [4] границей Мохо под медленно-спрединговыми хребтами предлагается считать основание области, сложенной смесью основных и ультраосновных пород. В этом случае вариации скоростей сейсмических волн объясняются объемными взаимоотношениями между габброидами и серпентинизированными перидотитами, а граница Мохо имеет статистический смысл.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Этот вывод может быть приемлем только для зон трансформных разломов. На удалении от них мы вправе ожидать преобладание магматических пород, образующих 2-й и 3-й слои коры, поскольку в целом наблюдается хорошее соответствие между мощностью коры, определенной сейсмическими методами [8, 15], и подсчитанной на основании геохимических данных, позволяющих оценить степень частичного плавления мантии [10]. Это означает, что весь выплавившийся из мантии материал пошел на формирование коры средней мощностью около 6 км.

Если под зонами трансформных разломов сейсмическая граница Мохо имеет статистический смысл, то каково положение и какова природа петрологической границы Мохо под этими зонами? Мы попытались найти ответ на этот вопрос, исходя из представлений о фокусированном характере [11, 18] процессов апвеллинга под медленно-спрединговыми СОХ. Мантийный диапир, поднимаясь, растекается не только в направлении спрединга, но и вдоль оси хребта, формируя спрединговую ячейку [12], ограничителями которой являются трансформные и нетрансформные смещения рифтовых долин. Максимальные подъемы мантийных диапиров локализуются вблизи центральной части спрединговой ячейки, где и формируется кора наибольшей мощности, в ее дистальных частях находятся нисходящие ветви диапира, где мощность коры резко сокращается [11]. Таким образом, дистальные части ячеек являются участками с очень низким магматическим бюджетом.

По всем данным в центральных частях спрединговой ячейки кора имеет стратифицированное строение, классическое для океанической коры: внизу габброиды, выше дайковый комплекс, который надстраивается базальтами. В дистальных частях ячеек распространена океаническая кора хаотического строения или кора хессовского типа, в которой главную роль играют серпентинизированные перidotиты, иногда с жилами и блоками габброидов, долеритов и гранофиров (Leg 209 ODP [16]). Таким образом, очевидно, что вдоль спрединговой ячейки сейсмические границы, разделяющие слои океанической коры, сами эти слои и сейсмическая граница Мохо имеют различную геологическую природу. Если под центральными частями ячейки можно ожидать их соответствие петрологическим границам и слоям, то в дистальных частях ячеек, скорее всего, наблюдающаяся сейсмическая слоистость отражает степень серпентинизации перidotитов и степень их насыщенности телами габброидов.

Характерным структурным элементом дистальных зон спрединговых ячеек является наличие глубинных срывов – детачментов, падающих в стороны от осевой зоны спрединга [3]. Детачменты появляются в условиях ограниченного магматического бюджета при доминировании тектонического растяжения, вдоль их плоскостей и происходит расхождение литосферных плит [3]. В зонах детачмент-тектоники возникают

условия для подъема глубинных пород, при этом образуются куполовидные структуры [9, 13], сложенные породами внутреннего океанического комплекса, включающими серпентинизированные ультрамафиты, габброиды и гранофиры. Обычно дистальные части ячеек сложены серией таких куполовидных структур размером 10–20 км в поперечнике [13]. Внутренние океанические комплексы спорадически перекрывают базальтами.

Таким образом, в дистальных частях спрединговых ячеек в медленно-спрединговых хребтах 3 слой коры состоит из частично серпентинизированных перidotитов с блоками и жилами габброидов и кислых пород, слагающих отдельные структурно-вещественные комплексы, последовательно аккретированные друг к другу. Таков способ образования коры в дистальных частях ячеек и соответственно с геологической точки зрения нижняя граница этих комплексов и должна быть петрологической границей Мохо. Поскольку эти комплексы возникают в результате тектонического отслаивания от поднимающихся мантийных диапиров при проникновении в последние глубинные тектонические срывы, то петрологической границей Мохо будет являться линия, огибающая нижние уровни заложения детачментов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 12-05-00113.

Литература

1. Пущаровский Ю.М. (ред.) Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. 199 с.
2. Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с.
3. Cannat M. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at Mid-Ocean Ridges // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. N B3. P. 4163–4172.
4. Christensen N.I., Salisbury M.H. Structure and constitution of the lower oceanic crust // Reviews of geophysics and space physics. 1975. V. 13, N 1. P. 57–85.
5. Coleman R.G. Ophiolites. An ancient oceanic lithosphere? N.Y.: Springer, 1977. 229 p.
6. Detrick R.S., Mutter J.C., Buhl P., Kim L.I. No evidence from multichannel reflection data for a crustal magma chamber in the MARK area on the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1990. V. 347. No. 6288. P. 61–64.
7. Hess H.H. The oceanic crust // Journ. Marine Res. 1955. V. 14. P. 423–439.
8. Hooft E.E., Detrick R.S., Toomey D.R. et al. Crustal thickness and structure along three contrasting spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5°–35° N // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. N B4. P. 8205–8226.
9. Karson J.A. Geological investigation of lineated massif at the Kane transform fault: implication for oceanic core complexes // Phil. Trans. R. Soc. 1999. V. 357. P. 713–740.

10. Klein E.M., Langmuir Ch.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. N B8. P. 8089–8115.
11. Lin J., Purdy G.M., Schouten H. et al. C. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1990. V. 344. P. 627–632.
12. Macdonald K.C., Fox P.J., Vogt P.R. A new view of the mid-ocean ridge from the behavior of ridge axis discontinuities. // Nature. 1988. V. 335. P. 217–225.
13. MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J. et al. Life cycle of oceanic core complexes // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 287. P. 333–344.
14. Pallister J.S., Hopson C.A. Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering and a model of a spreading ridge magma chamber // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, N 4. P. 2593–2609.
15. Purdy G.M., Detrick R.S. Crustal structure of the MAR at 23 N from seismic refraction studies // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. N B3. P. 3739–3762.
16. Shipboard Scientific Party Drilling mantle peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16°N // Ocean Drilling Programm. Leg 209. Preliminary Report. Texas A&M University. College Station TX. 2003. P. 160.
17. Shor G., Menard H., Raftt R.W. Structure of the Pacific basin // The sea. N.Y. 1970. Vol. 4. P. 3–28.
18. Sparks D., Parmentier E.M. The structure three-dimensional convection beneath oceanic spreading centers // Geophys. J. Int. 1993. V. 112. P. 81–91.

В.В. Славинский¹

Граница кора–мантия по ксенолитам мантийных пород

Петрологическая граница кора–мантия разделяет коровье основные и мантийные ультраосновные породы. Наиболее точная барометрия ксенолитов мантийных пород проводится по равновесному распределению Al^{3+} между гранатом и ортопироксеном. Между тем в перидотитах самых верхних горизонтов мантии из-за малых глубин отсутствует гранат. Давление равновесия безгранатовых мантийных перидотитов можно надёжно измерить только по распределению $\text{Al}^{3+} - \text{Cr}^{3+} - (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ между клино- и ортопироксенами [1]. Барометр, основанный на распределении Ca^{2+} между оливином и клинопироксеном, сильно зависит от температуры ($60\text{--}80\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{ГПа}$) и является скорее термометром. Кроме того, высокая диффузионная подвижность Ca^{2+} при быстрой перекристал-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

лизации оливина делает распределение его более пригодным для оценки скорости выноса мантийных ксенолитов, чем равновесного давления в местах захвата их магмами.

Однокомпонентный гранат-ортопироксеновый барометр точнее трёхкомпонентного двупироксенового, поскольку, во-первых, его зависимость от температуры (~ 200 °С/ГПа) меньше, чем двупироксенового барометра (190–110 °С/ГПа при температурах соответственно от 800 до 1200 °С в интервале давлений 1.4–3.5 ГПа), а во-вторых, диффузионная подвижность Cr^{3+} значительно ниже, чем Al^{3+} , и потому равновесное распределение Cr^{3+} достигается при больших температурах. При невозмущённом аномалиями тепловом режиме континентальной литосферы температуры самых верхов её очень сухой мантии слишком низкие для равновесного распределения Cr^{3+} между пироксенами. Поэтому давление равновесия наиболее низкобарных ксенолитов мантийных перидотитов определяется по гранат-ортопироксеновой барометрии содержащихся в них жил гранатовых пироксенитов. Таким способом по ксенолитам в базанитах четвертичных кратерных озёр и шлаковых конусов вулканической провинции Ньюер установлено залегание кровли мантии на глубине всего 25 км в самой западной части палеозойского Лакланского складчатого пояса, в зоне Стоэлл, на юго-востоке Австралии. Этот результат согласуется с проведением там петрологической границы коры в интервале глубин 18–30 км [2], тогда как сейсмические данные указывают на глубину 30–31 км верхней границы 4-х километровой переходной зоны Мохо [3, 4].

Океаническая литосферная мантия содержит больше воды, чем континентальная. Диффузионная подвижность Cr^{3+} в ней значительно выше, и его равновесное распределение между пироксенами устанавливается и при самых низких температурах океанической мантии. Так снимаются все глубинные ограничения на применение двупироксенового барометра. Например, под островом Оаху, Гавайские острова, ниже нормальной океанической коры возраста ~80 млн лет, прогнувшейся под весом вулканической постройки, на глубинах 13–18 км находится относимый к коре слой со значениями плотности и скорости P -волн, промежуточными между коровыми и мантийными [5]. Согласно двупироксеновой барометрии, из него с глубины 15 км был вынесен четвертичными постэрэзионными щелочными базальтами ксенолит шпинелевого лерцолита 77KAPS-4 [6]. Следовательно, этот слой образован не подстиланием нормальной океанической коры высокомагнезиальными пикритовыми магмами, а внедрением щитовых толеитовых магм в перидотиты (преимущественно истощённые гарцбургиты) самых верхов мантии с формированием пластовых интрузий – силлов. Так возникают глубокие коровые корни внутриплитных островов, рожденных мантийными плумами.

Крупнейшее в мире подводное тихоокеанское плато Онтонг-Джава, по площади равное Гренландии, сократилось за счёт субдукции его литосферы под Индо-Австралийскую плиту, продолжающейся с миоцена. В результате обдукии верхней части базальтовой коры плато на Соломонову островную дугу более ранние (34 млн лет) интрузии альянёитов с ксенолитами мантийных перидотитов оказались на острове Малайта, Соломоновы острова. Измеренная двупироксеновым барометром глубина (28 км под толщиной воды 3 км) самого низкобарного мантийного ксенолита – шпинелевого лерцолита РНН 3535 [7] – показывает, что 25-ти километровая кора плато Онтонг-Джава не препятствовала палеосубдукции Тихоокеанской плиты. Не блокирует она субдукцию литосферы плато и теперь: по сейсмическим и гравитационным данным субдукция продолжается до сих пор там, где кора плато не толще 25 км [8, 9].

Составы коматитов, пикритов, древних срединно-океанических базальтов и результаты численного моделирования мантийной конвекции свидетельствуют о том, что 3 млрд лет назад мантия была горячее современной на ~ 200 °C, т.е. тогда температуры астеносферы под срединно-океаническими хребтами были примерно равны температурам нынешних мантийных плюмов. Если судить только по объёму выплавляемых базальтов, то в мезоархее толщина нормальной океанической коры превышала 25 км [10–12]. Океаническая литосфера в то время была намного горячее, чем сейчас, и с такой толстой корой субдукционировать не могла. Запрет на столь раннюю субдукцию океанических плит можно, конечно, преодолеть предположением гораздо более сухого и сильнее истощённого (тугоплавкого) состава древней астеносферы, из которой, несмотря на её высокие температуры, образовывалась довольно тонкая (6–8 км) океаническая кора [13].

Однако в таком допущении нет необходимости. Максимальные среди срединно-океанических хребтов температуры астеносферы под Восточно-Тихоокеанским поднятием не приводят к выплавлению утолщённой коры [14]. Тому имеется простое объяснение: чем выше температура астеносферного вещества, тем быстрее оно поднимается под срединно-океаническим хребтом и тем больше скорость активного спрединга, вызываемого потоком этого вещества. Например, в результате разницы температуры астеносферы в ~ 100 °C [15] к западу и востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия вблизи $\sim 17^\circ$ ю.ш. скорости соседних плит Тихоокеанской и Наска отличаются сильно (~ 10.1 и 4.4 см/год соответственно [15]), а толщина коры – мало (4.8 – 5.6 и 5.1 – 5.7 км соответственно [14]). Высокие температуры мантии в архее были причиной очень быстрого спрединга, приведшего к образованию нетолстой нормальной океанической коры, которая не могла препятствовать субдукции океанических плит.

Литература

1. Славинский В.В. Двупироксеновая барометрия пород верхней мантии // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 91–94.
2. Griffin W.L., Wass S.Y., Hollis J.D. Ultramafic xenoliths from Bullenmerri and Gnotuk maars, Victoria, Australia: petrology of a sub-continental crust-mantle transition // J. Petrol. 1984. V. 25. № 1. P. 53–87.
3. Finlayson D.M., Lukaszyk I., Collins C.D.N., Chudyk E.C. Otway Continental Margin Transect: crustal architecture from wide-angle seismic profiling across Australia's southern margin // Austral. J. Earth Sci. 1998. V. 45. № 5. P. 717–732.
4. Clitheroe G., Gudmundsson O., Kennett B.L.N. The crustal thickness of Australia // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B6. P. 13697–13713.
5. Ten Brink U.S., Brocher T.M. Multichannel seismic evidence for a subcrustal intrusive complex under Oahu and a model for Hawaiian volcanism // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B13. P. 13687–13707.
6. Sen G. Petrogenesis of spinel lherzolite and pyroxenite suite xenoliths from the Koolau shield, Oahu, Hawaii: implications for petrology of the post-eruptive lithosphere beneath Oahu // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 100. № 1. P. 61–91.
7. Nixon P.H., Boyd F.R. Garnet bearing lherzolites and discrete nodule suites from the Malaita alnöite, Solomon Islands, S.W. Pacific, and their bearing on oceanic mantle composition and geotherm / Boyd F.R., Meyer H.O.A. (eds.) The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. // Proc. 2nd Int. Kimb. Conf. Washington, D.C.: AGU, 1979. V. 2. P. 400–423.
8. Abbott D.H., Drury R., Mooney W.D. Continents as lithological icebergs: the importance of buoyant lithospheric roots // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 149. № 1–4. P. 15–27.
9. Mann P., Taira A. Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java Plateau convergent zone // Tectonophys. 2004. V. 389. № 3–4. P. 137–190.
10. McKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // J. Petrol. 1988. V. 29. № 3. P. 625–679.
11. Foley S.F., Buhre S., Jacob D.E. Evolution of the Archaean crust by delamination and shallow subduction // Nature. 2003. V. 421. № 6920. P. 249–252.
12. Herzberg C., Condie K., Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 292. № 1–2. P. 79–88.
13. Davies G.F. Gravitational depletion of the early Earth's upper mantle and the viability of early plate tectonics // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 243. № 3–4. P. 376–382.
14. Canales J.P., Detrick R.S., Bazin S., Harding A.J., Orcutt J.A. Off-axis crustal thickness across and along the East Pacific Rise within the MELT area // Science. 1998. V. 280. № 5367. P. 1218–1221.
15. Conder J.A., Forsyth D.W., Parmentier E.M. Asthenospheric flow and asymmetry of the East Pacific Rise, MELT area // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B12. P. ETG 8/1-8/15.

Геодинамическая интерпретация разломов северной части хребта Книповича

Прошедшая в период с 2006 по 2009 годы серия экспедиций Геологического института РАН и Норвежского Нефтяного Директората на НИС «Академик Николай Страхов» позволила получить обширные данные по рельефу и верхней части осадочного чехла хребта Книповича. Обзор результатов этих экспедиций приведен в работе [1]. Картирование верхней части (до 100 м) осадочного чехла высокочастотным профилографом EdgeTech 3300 (США) позволило выявить многочисленные современные дизъюнктивные нарушения сбросового и взбросового типов. Кроме этого, были выявлены террасы, складки, яркие и тусклые пятна акустической записи, следы дегазации в водную толщу и многое другое. В результате пикировки указанных особенностей (event picking) в среде для обработки сейсмических сигналов RadExPro (Россия) получено пространственное распределение выделенных особенностей записи, оформленное в виде карты в среде ArcGIS. Особое внимание следует обратить на распределение сбросов и взбросов в районе работ (см. рис.).

Приведенная карта показывает, что дизъюнктивные нарушения группируются в зоны, представленные преимущественно одним из двух типов. Эти зоны образуют мозаику, в которой наблюдаются концентрированные скопления нарушений. Скоплений сбросов больше чем скоплений взбросов. Наиболее крупное скопление последних расположено на западном склоне хребта Книповича в зоне, примыкающей к активной части разлома Моллой. Полученное распределение нарушений является отражением поля напряжений в земной коре района. Известно [2], что вдоль линии простого сдвига образуется динамопара в виде сопряженного набора структур сжатия и растяжения с зеркальной симметрией около окончаний активной части. Сдвиговая природа трансформного разлома Моллой не вызывает дискуссий. Кроме того, в пределах юго-восточного обрамления активной части наблюдаются оперяющие сбросы в непосредственной близости от трога Книповича. Но в этом случае не ясно происхождение самого крупного скопления взбросов, которое находится в пределах этого же района. Анализ данных распределения компонент поля напряжений в сдвиговых зонах [3] (как направлений, так и амплитуд) показывает, что подобная картина может быть физически реализована, если рифт хребта Книповича является частью право-

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

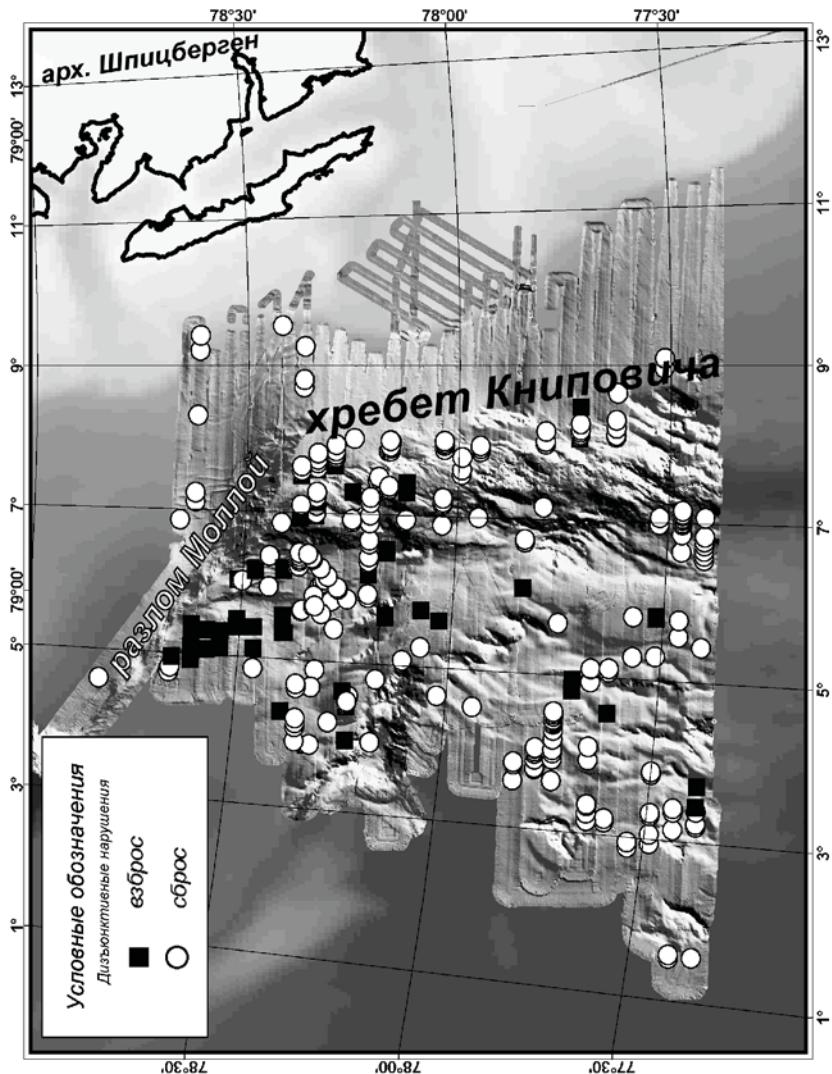


Рис. 1. Распределение сбросов и взбросов верхней части осадочного чехла хребта Книповича от $77^{\circ}20'$ до $78^{\circ}40'$ с.ш.

сдвиговой системы субмеридиональной ориентации. В этом случае в сдвиговой системе должна образовываться локальная аномалия амплитуд сжатия. Геометрия этой сдвиговой зоны такова [4], что вероятнее всего рифт хребта Книповича является не зоной сдвига, а трещиной растяжения, расположенной под углом в $\sim 45^{\circ}$ к магистральному на-

правлению сдвига между сегментами срединно-океанического хребта от хребта Мона до Гаккеля. Это может объяснить примущественную концентрацию сбросовых нарушений вдоль флангов хребта Книповича.

Таким образом, современное распределение поля напряжений в северной части хребта Книповича является сложной суперпозицией двух правосдвиговых систем – активной части разлома Моллой и хребта Книповича, создающих наблюдаемую мозаику поля напряжений, выраженную в сети дизъюнктивных нарушений.

Литература

1. Зайончек А.В., Бrekke X., Соколов С.Ю. и др. Строение зоны перехода континент–океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006–2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 111–157.
2. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.
3. Бондаренко П.М.. Лучицкий И.В. Сдвиги и зоны скальвания в тектонических полях напряжений // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 159–182.
4. Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // Доклады РАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.

**С.Д. Соколов¹, Л.И. Лобковский², М.И. Тучкова¹,
Г.В. Леднева¹, М.В. Лучицкая¹, М.В. Кононов²,
А.О. Мазарович¹**

Тектоническая природа и геисторический аспект происхождения Центрально-Арктических поднятий

Северный Ледовитый океан состоит из двух крупных бассейнов: Евразийского и Амеразийского, граница между которыми проходит по хр. Ломоносова. Евразийский бассейн образовался в процессе спрединга океанической коры, начавшегося 58 млн лет назад [4, 7]. В результате образовались срединно-океанический хребет Гаккеля с ультрамедленным спредингом и обрамляющие его котловины Нансена и Амундсена. Континентальный характер земной коры хр. Ломоносова в настоящее

¹ Геологический Институт РАН, Москва, Пыжевский пер. 7, sokolov@ginras.ru

² Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

время не вызывает сомнений у большинства исследователей Арктики. Хребет был отделен от Баренцево-Карского шельфа в процессе спрединга в Евразийском бассейне.

Относительно происхождения Амеразийского бассейна нет единого мнения. Обстоятельный анализ различных гипотез был дан в работе [12]. С тех пор дискуссия продолжается и все разнообразие точек зрения можно объединить в четыре группы: 1) океанизация континентальной коры; 2) захват (entrainment) древней океанической коры Пацифики; 2) модели многостадийного спрединга и 4) ротационная гипотеза. Последняя гипотеза, выдвинутая С.Кэрри [8], имеет наибольшее количество сторонников. Среди моделей ротационной гипотезы наиболее разработанной является модель А.Грантца [10, 11], которая претерпела ряд изменений и уточнений.

Согласно ротационной гипотезе крупный континентальный блок, именуемый микроплитой Арктическая Аляска – Чукотка (AACM), отделился от Арктической Канады и в процессе вращения против часовой стрелки причленился в структурам Аляски и Чукотки. При этом закрылся океанический бассейн Южно-Анюйский–Ангаючам и образовалась океаническая кора в Канадской котловине. Центр вращения располагался в дельте р. Маккензи. Раскрытие Амеразийского бассейна проходило в 2 фазы [11]. Фаза 1 охватывает интервал ранняя юра – середина раннего мела (древнее 131 млн лет). В это время в процессе ротационного вращения была создана переходная кора (ocean–continent transition), которая подстилает западную и восточную части Канадского бассейна. Во время фазы 2 была создана настоящая океаническая кора южной части Канадского бассейна, которая содержит две пары линейных спрединговых аномалий 131 и 127.5.

Западная граница микроплиты AACM в разных моделях интерпретируется различно. Чаще всего она проводится по амуро-амеразийской окраине хр. Ломоносова, и ее природа обусловлена правосторонними сдвигами. Хребет Ломоносова рассматривается как континентальный блок, который был отделен спредингом Евразийского бассейна от Баренцевоморского блока. Если континентальная природа коры хр. Ломоносова не вызывает сомнений, то поднятия Менделеева, Альфа и окружающие их впадины интерпретируются различно: как утолщенная океаническая кора или утоненная континентальная кора.

Исходя из ротационной гипотезы, область Центрально-Арктических поднятий (Менделеева и Чукотское) и прогибов (Макарова и Подводников) является частью континентального блока и непосредственно связана со структурами континентальной окраины Чукотки. Очевидно, формирование впадин было вызвано процессами растяжения. Произошло ли в структурах этих глубоководных впадин разрушение континентальной коры и образование новой океанической коры дискутируется.

Надо отметить, что ротационные модели строились, главным образом, на данных геологии Аляски, включающей террейны хр. Брукс и океанический террейн Ангаючам, а также Арктической Канады. Вместе с тем значительную часть микроплиты ААСМ занимают структуры континентальной окраины Чукотки. Более того, Южно-Ануйская сутура (ЮАС) является продолжением сутуры Кобук на Аляске. Они образовались в результате закрытия океанического бассейна и коллизии микроплиты ААСМ со структурами Евразии и Аляски. Сравнительный анализ тектонического развития этих структур имеет определяющее значение при решении проблемы происхождения Амеразийского бассейна.

В докладе обсуждаются новые данные по геологии и тектонической эволюции арктической окраины Чукотки, позволяющие тестировать ротационную гипотезу и обосновать природу земной коры области Центрально-Арктических поднятий и прогибов с геисторических позиций.

Изучение офиолитов ЮАС позволило установить существование Прото-Арктического океана в позднем палеозое – начале поздней юры [1, 2, 13]. Северная (американская) окраина океана была пассивной, а южная (сибирская) – активной. В палеозое Прото-Арктический океан через Таймыр был связан с Палеоуральским океаном.

С волжского времени начинается новый этап в тектонической эволюции Прото-Арктического океана. Прекратился спрединг и вулканализм в энсиматических дугах (Кулпольнейский комплекс ЮАС). Океан стал закрываться и превратился в остаточный Южно-Ануйский бассейн с океанической корой, заполнившийся мощными терригенными осадками. Вдоль северной чукотской окраины накапливались турбидиты. Вдоль южной окраины возник Олойский вулканический пояс с аккреционной призмой (Южно-Гремучинский комплекс, ЮАС), под которую последовательно погружались океаническая литосфера Южно-Ануйского бассейна, а затем континентальная литосфера Чукотского микроконтинента. В готериве–барреме произошла коллизия Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибири. Возраст постколлизионных гранитов 117 млн лет [5].

Установлены три этапа коллизионных деформаций: (1) покровы и складки северной вергентности; (2) ретронадвиги и складки южной вергентности и (3) поздние правосторонние сдвиги. Постколлизионные апт-альбские деформации были связаны с растяжением и сопровождались образованием гранитно-метаморфических куполов и левосторонних сдвигов.

Состав терригенных отложений триаса Чукотского микроконтинента [6] указывает на континентальный источник, который располагался на севере (современные координаты). При этом возраст обломочных цирконов имеет сходство с триасовыми отложениями Свердрупского бассейна и Аляски, что свидетельствует о едином источнике сноса: Аркти-

да в реконструкциях [3] и Крокерленд в реконструкциях [9]. В современной структуре Амеразийского бассейна реликтами этого континентального источника является область Центрально-Арктических поднятий и прогибов.

Отмечается хорошая корреляция основных тектонических событий на континентальных окраинах Чукотки, Аляски и в Канадском бассейне, что свидетельствует в поддержку ротационной гипотезы.

Литература

1. Ганелин А.В. Геохимия и геодинамическое значение дайковых серий Алучинского оphiолитового комплекса (Верхояно-Чукотская складчатая область, северо-восток России) // Геохимия. 2011. № 7. С. 690–712.
2. Ганелин А.В., Силантьев С.А. Вещественный состав и геодинамические условия формирования интрузивных пород Громадненско-Вургувеемского перидотит-габбрового массива. Западная Чукотка // Петрология. 2008. Т. 16. №6. С. 1–21.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
4. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккель и происхождение Евразийского суббассейна Арктического океана // Геофизические методы разведки в Арктике. 1968. №5. С. 8–19.
5. Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Дж. Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анюйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2010. № 6. С. 61–80.
6. Тучкова М.И. Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России). LAP Lambert Academic Publishing. 2011. 364 с. (Тр. ГИН РАН, Вып. 600).
7. Brozena J.M., Chidders V.A. et al. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: implications for basin development // Geology. 2003. №31. P. 825–828.
8. Carey S.W. The tectonic approach to continental drift // Proceedings. Continental drift: A Symposium. University of Tasmania, Hobart, 1958. P. 177–355.
9. Embry A. Crockerland – the northern source area for the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago / Vorren, E. Bergsager, O. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie, T. Lund (eds) // Arctic Geology and Petroleum Potential. T. Norwegian Petroleum Society. Special Publication. 1993. V. 2. P. 205–216.
10. Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lawver L.A. Canada Basin / Grantz A., Johnson G.L., Sweeney J.F. (eds) // The Arctic Ocean Region. The Geology of North America. Geological Society of America, Boulder, CO, 1990. P. 379–402.
11. Grantz A., Hart P.E., Chidders V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada basins, Arctic Ocean / Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V., Sørensen K. (eds) // Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. V. 35. P. 771–800.

12. Lawver L.A., Scotese C.R. A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin / Grantz A., Johnson G.L., Sweeney J.F. (eds) // The Arctic Ocean Region. The Geology of North America. Geol. Soc. of America. Boulder, CO, 1990. P. 593–618.

13. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 201–221.

В.Т. Съедин, Ю.И. Мельниченко, С.П. Плетнёв¹

Корреляция этапов эволюции глубоководных котловин окраинных морей

Окраинные моря (ОМ) являются главным элементом Западно-Тихоокеанской зоны перехода, которую они формируют наряду с островными дугами и глубоководными желобами. Вопрос происхождения ОМ до сих пор не решен однозначно. Глубоководные котловины играют определяющую роль в понимании природы и эволюции впадин ОМ. Время образования и особенности эволюции ОМ (в том числе и их глубоководных котловин) обычно устанавливается на основании геологических (стратиграфия осадочного чехла и время проявления магматизма) и геофизических (прежде всего, линейные магнитные аномалии) данных. Считается, что достаточно уверенно время происхождения и особенности эволюции той или иной котловины может быть выяснено на основании определения возраста, выполняющих её осадков. Наиболее надежно этот вопрос решается по данным глубоководного бурения. Ранее различные исследователи выделяли тектонические или тектономагматические этапы (периоды, циклы, эпизоды, эпохи) эволюции впадин окраинных морей и их глубоководных котловин.

Нами с учетом современных данных рассмотрены тектономагматические этапы Японского, Охотского и Филиппинского ОМ [1, 2], а также эпохи начала морской седиментации в глубоководных котловинах ОМ [3]. Мы обратили внимание, что наблюдается некоторое несоответствие по времени в определении этапов эволюции котловин ОМ, которые выявлены на основании только изучения стратиграфии осадочного чехла, по отношению к этапам, определенным с учетом всего комплекса геолого-геофизических данных (магматизм, тектоника, стратиграфия

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

осадочного разреза, геофизические материалы). Для уточнения этого момента нами выполнен комплексный анализ данных по глубоководным котловинам окраинных морей западной части Тихого океана. При определении этапов происхождения и эволюции котловин использовались все геолого-геофизические материалы по конкретному морю. В первую очередь, анализировались особенности геологического строения самой котловины, а также положительных структур, сопряженных с ней. Особое внимание уделено котловинам, в пределах которых выполнены скважины глубоководного бурения (DSDP и ODP), достигшие акустического (геологического) фундамента. В качестве эталонного объекта принято Филиппинское море, во впадине которого имеется серия разновозрастных котловин, сменяющих друг друга в широтном направлении (Западно-Филиппинская котловина, котловины Сикоку и Паресе-Вела и Марианский внутридуговой трог). Все котловины Филиппинского моря обеспечены скважинами глубоководного бурения. Результаты исследований представлены на рисунке.

Филиппинское море (ФМ) занимает особое место в системе окраинных морей Западной части Тихого океана. Хребет Кюсю-Палау делит ФМ на две практически равные части – западную и восточную. Всю западную часть моря занимает Западно-Филиппинская котловина, а в восточной располагаются котловины Сикоку, Паресе-Вела и Марианский трог. В абиссальной части Западно-Филиппинской котловины выполнены пять скважин глубоководного бурения (скв. 290, 291, 293, 447, 1201). Наиболее древние осадки в скважинах, перебуривших осадочный чехол и вошедших в фундамент, имеют среднезоценовый возраст. Если судить по результатам палеонтологических находок, то можно предположить, что эта котловина сформировалась в эоценовое (позднепалеоцен-эоценовое) время. Большинство исследователей вслед за Д.Каригом, учитывая результаты бурения и данные по линейным магнитным аномалиям, так и считает. Однако особенности геологического строения изометричных поднятий (и прежде всего наличие здесь позднемезозойских магматических пород) Западно-Филиппинской котловины и некоторые определения изотопного возраста (116–124 млн лет) из пород её абиссальной части, позволяют нам говорить о позднемезозойском времени формирования котловины [2, 4]. В котловинах восточной части (Сикоку и Паресе-Вела) ФМ из семи скважин, вскрывших фундамент, наиболее древние осадки разбурены в 449 скв. Возраст этих осадков отвечает самому позднему олигоцену (24–25 млн лет). Это время и рассматривается некоторыми геологами как начало формирования этих котловин. Большинство же исследователей, опираясь на данные по линейным магнитным аномалиям, считает, что котловины Сикоку и Паресе-Вела образовались в период 30 (28)–17 млн лет. Аналогичное время (30–28 млн лет) начала формирования этих котловин предложено и на-

ми на основании проявления позднеолигоценового этапа вулканизма на хребте Кюсю-Палау, связанного с процессами его деструкции [2, 5]. Наиболее древние осадки (скв. 453) в Марианском троге отвечают самому позднему миоцену (около 5.5 млн лет). Обычно это или близкое к нему (7–10 млн лет) время и принимают за начало раскрытия трога. Мы полагаем, что формирование Марианского трога совпадает с началом (около 14 млн лет) очередного (среднемиоцен-раннеплиоценового) тектоно-магматического этапа в Филиппинском море [2, 5]. Анализ данных по Филиппинскому морю свидетельствуют, что время начала формирования его котловин, приведенное на основании материалов изучения осадочного чехла, всегда не соответствует времени, которое определено по комплексу геологого-геофизических данных. Отличия составляют 5–7 млн лет для котловин восточной части моря и значительно больше для Западно-Филиппинской котловины. Подобная ситуация наблюдается и для других ОМ (Японское, Фиджи), в котловинах которых имеются скважины глубоководного бурения (рисунок).

Таким образом, для глубоководных котловин ОМ западной части Тихого океана установлена закономерность, согласно которой время формирования бассейна, которое определено по комплексу геолого-геофизических материалов и по данным стратиграфических исследований, существенно отличается. Время начала образования котловины, определенное по данным стратиграфии, обычно значительно “омоложено”! Это “омоложение” чаще всего составляет несколько (обычно не более 10) млн лет. Этот факт вполне объясним: так как, прежде чем начнется глубоководное осадконакопление, должен сформироваться бассейн седиментации. Он формируется довольно продолжительное время – вероятно, несколько млн лет. Начальный период образования бассейна седиментации не фиксируется (или очень неуверенно фиксируется) в стратиграфической летописи, но он хорошо отражается в тектоно-магматических событиях конкретного региона. Эта закономерность хорошо подтверждается результатами исследования глубоководных котловин Японского, Филиппинского и других ОМ, в которых имеются скважины глубоководного бурения.

Наиболее точно время начала формирования конкретной глубоководной котловины ОМ может быть определено на основании совокупности всех геолого-геофизических материалов (в т.ч. и стратиграфических), которые известны для этой структуры с учетом данных по со-пряженным с ней возвышенностям и по котловинам других окраинных морей. Корреляция с данными по другим морям необходима, т.к. формирование впадин окраинных морей западной части Тихого океана подчинено единым геодинамическим событиям с учетом региональных геологических особенностей.

Этапы образования и эволюции окраинных морей
 (комплекс геолого-геофизических данных)

Рис. а)

МОРФОСТРУКТУРЫ	ВОЗРАСТ (МИЛ. ЛЕТ)		N ₂		N ₁		P ₃		P ₂		P ₁		K ₂		K ₁	
	Q	1	2	5,3	11,6	16	24	28	34	37	48	55	65	87	125	
Охотское море	III	—	—	—	—	—	—	—	—	—	II	—	—	I	—	—
Курильская котловина	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Японское море	—	V	IV	—	—	III	—	—	—	—	II	—	—	I	—	—
Центральная котловина	—	IV	III	—	—	II	—	—	—	—	I	—	—	—	—	—
Котловина Хонсю	—	II	—	—	—	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Западно-Филиппинская котловина	—	IV (?)	—	—	—	III	—	—	—	—	II	—	—	I	—	—
Котловина Сикоку	—	II	—	—	—	I	—	—	—	—	(17- 30)	—	—	—	—	—
Котловина Паресе-Вела	—	II	—	—	—	I	—	—	—	—	(17- 30)	—	—	—	—	—
Марианский трог	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Хребет Кюсю-Палау	—	V	—	—	—	IV	—	—	III	—	II	—	—	I	—	—
Западно-Марианский хребет	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(14- 18)	—	—	—	—	—
Южно-Китайское море	—	—	—	—	—	II	—	—	—	—	I	—	—	—	—	—
Море Фиджи	—	II	—	—	—	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Южно-Фиджийская котловина	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Котловина Лау	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Трой Хавр	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Прогиб Аоба	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Эпохи начала морской седиментации глубоководных котловин окраинных морей
 (стратиграфические данные)

б)

МОРФОСТРУКТУРЫ	ВОЗРАСТ (МИЛ. ЛЕТ)		Q		N ₂		N ₁		P ₃		P ₂		P ₁		K ₂		K ₁	
	1	2	5,3	11,6	16	24	28	34	37	48	55	65	87	125				
Охотское море	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Курильская котловина	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Японское море	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Центральная котловина (скв. 795)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Котловина Хонсю	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Западно-Филиппинская котловина	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Котловина Сикоку	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Котловина Паресе-Вела	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Марианский трог	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Южно-Китайское море (скв. 1148)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Южно-Фиджийская котловина	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Котловина Лау	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Трой Хавр	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Прогиб Аоба (Запад. часть)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Прогиб Аоба (Восточ. часть)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Коралловое море	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Тасманско море	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

Литература

1. Съедин В.Т. Тектономагматические этапы Охотского и Японского окраинных морей. // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Матер. докл. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 303–307.
2. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Тектономагматические этапы Филиппинского моря и эволюция его впадины // Физика геосфер. Матер. докл. ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 405–417.
3. Плетнёв С.П. Палеогеография осадочных бассейнов западной части Тихого океана (поздний мел – кайнозой). Автореф. дис. докт. географ. наук. Владивосток, 2012. 49 с.
4. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Особенности геологического строения и природа основных структур Западно-Филиппинской котловины (Филиппинское море) // Закономерности строения и эволюция геосфер. Хабаровск: Дальнаука, 2004. С. 239–250.
5. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Особенности строения и вулканизма хр. Кюсю-Палау (Филиппинское море). // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Матер. докл. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 273–276.

А.В. Тевелев¹

Рациональная терминология структур сегментации рифтовых областей

Введение

Выраженной особенностью континентальных рифтовых зон является их крайняя гетерогенность. В целом они представляют собой набор разнородных и разнопорядковых тектонических блоков, которые в общей обстановке растяжения деформируются согласованно, но индивидуально. Поскольку расхождение плит, между которыми развиваются линейные рифты, более или менее «жесткое», однородное, а внутренняя структура площадей рифтинга – неоднородно-блоковая, на границах блоков формируется ансамбль согласующих разрывных структур, которые аккомодируют различия в деформационном поведении отдельных доменов растяжения. В первом приближении рифтовые зоны можно представить как совокупность рифтовых бассейнов и разделяющих их положительных структур разного облика и строения. Отдельные рифтовые бассейны

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

имеют разные размеры и находятся на разных стадиях развития, что наиболее заметно проявляется в различиях их морфологии и осадочного заполнения. Бассейны подвижны и легко мигрируют по всей области растяжения. Состав и мощности осадков вдоль рифтовой зоны зачастую настолько изменчивы, что кажутся полностью нерегулярными.

На самом деле, однако, многие континентальные рифтовые бассейны имеют похожие стратиграфические разрезы, включающие три основных толщи: базальные флювиальные образования, которые вверх резко сменяются преимущественно глубоководными озерными отложениями, а те, в свою очередь, постепенно замещаются мелководными озерными и флювиальными осадками [1]. Повторяющееся стратиграфическое строение многих континентальных рифтовых бассейнов отражает регулярную динамику их заполнения. Смена наземных канальных образований глубоководными озерными отложениями связана с относительным углублением бассейна, которое обеспечивается не столько его абсолютным прогибанием, сколько пространственным смещением с соседним бассейном. Миграция бассейнов в пространстве рифтовой зоны управляет сериями последовательных смещений в разрывах межбассейновых структур, компенсирующих неоднородности деформаций отдельных доменов в мозаике блоков области растяжения. Последующее обмеление бассейнов при таком сценарии связано с возвращением бассейнов к индивидуальному развитию.

Структуры ограничения рифтовых бассейнов. Способы сегментации рифтовых зон (и рифтовых систем в целом) представляют особый интерес для понимания процессов деформирования областей растяжения. Структуры, разграничающие рифтовые бассейны, составляют две основные группы. Во-первых, это *краевые сбросы* полуграбенов, почти всегда представленные сериями сближенных листрических разломов (иногда со сдвиговой компонентой движений), смещения по которым аккомодирует общее растяжение рифтовой области. В целом, растяжение локальных бассейнов отчетливо асимметричное, депоцентры полуграбенов смещаются в сторону отступающих краевых сбросов. Во-вторых, это косые до нормальных к простиранию рифтовых зон *латеральные ограничения полуграбенов*, согласующие неоднородности режима растяжения в локальных рифтовых бассейнах. Структуры сегментации очень разнообразны, их терминология до настоящего времени не устоялась, так же как до конца не ясна их индивидуальная кинематическая роль. В литературе и геологической практике применяются классификации, в которых сегментационные структуры называются разными терминами (трансферные зоны, трансферные разломы, зоны аккомодации, зоны соединения, зоны сопряжения, релейные рампы и др.), причем геологический смысл и соподчиненность перечисленных понятий в разных классификациях различны.

В классификации, принадлежащей выдающемуся исследователю Восточно-Африканской рифтовой системы Брюсу Розендалю, выделяются три вида граничных (аккомодационных) структур разнополярных рифтовых бассейнов: *зоны изоляции*, которые располагаются между встречно-полярными полуграбенами, разделенными поднятиями *до-рифтовых* структур; *зоны интерференции*, объединяющие противополлярные полуграбены, похожие на двусторонние грабены, но имеющие, на самом деле, два депоцентра в краевых частях зоны; *сдвиговые зоны*, представляющие собой общие границы бассейнов, образованные слившимися краевыми сбросами встречного падения [2].

В классификация сегментирующих структур Криса Морли с соавторами [3] все граничные зоны называются *трансферными*. Они подразделяются, прежде всего, на зоны сопряжения (*conjugate zone*), по которым граничат разнополярные полуграбены, и синтетические зоны, обеспечивающие взаимодействие полуграбенов единой полярности. Зоны сопряжения представлены двумя группами структур – конвергентными, которые развиты между полуграбенами со встречным падением краевых сбросов, и дивергентными, в которых краевые сбросы погружаются друг от друга. Дальнейшая дифференциация трансферных зон связывается с величиной планового перекрытия полуграбенов, варьирующего от отсутствия перекрытия (*approaching case*) через частичное перекрытие (*overlapping case*) до полного перекрытия (*collateral case*). Общим случаем для зон сопряжения является коллинеарное расположение разнополярных краевых сбросов. В целом, в модели К. Морли с соавторами выделяется 10 вариантов основного расположения соседних полуграбенов, которые реализуются минимально в 12 вариантах конфигурации трансферных зон, каждая из которых имеет индивидуальный режим развития.

Более поздняя классификация Дж. Фолдза и Р. Варги [4] основана, прежде всего, на морфологии региональных сегментационных структур и не имеет кинематического контекста. В качестве подразделений первого ранга здесь рассматриваются зоны *аккомодации* и зоны *трансферных разломов*. Первые развиваются в пространстве между кулисно перекрывающимися краевыми сбросами. В случае одностороннего залегания сбросов зоны аккомодации называются синтетическими, а в случае разнонаправленного залегания – антитетическими. Относительно простирания рифта они подразделяются на косые, поперечные и параллельные. По пространственной геометрии антитетические зоны подразделяются на антиклинальные и синклинальные, к другим типам зон аккомодации такие характеристики неприменимы. К трансферам, в понимании Фоулдза и Варги, относятся только поперечные разломные зоны, соединяющие системы сбросов разного ранга. По залеганию объединяемых сбросовых ансамблей они также разделяются на антитетиче-

ские и синтетические. Крупнейшие из них – это сдвиговые зоны, соединяющие смещенные сегменты рифтовых систем или слепо их обрывающие. По динамическим характеристикам они играют в рифтовых системах ту же роль, что трансформные разломы в спрединговых хребтах, и в некоторых работах они также называются трансформами.

Современная классификация. В нашей классификации сегментационных структур, первые варианты которой были опубликованы в работах [5, 6] все согласующие сегментационные структуры называются трансферными зонами и подразделялись на группы по обстановкам образования, масштабу и положению в структуре. По обстановкам образования выделялись трансферы областей растяжения, областей сжатия и областей сдвигания. По масштабу различались большие трансферы, соединяющие смещенные по латерали крупные сегменты рифтовых или складчато-надвиговых систем, и малые трансферные зоны – границы однородных сегментов в локальных структурах сжатия и растяжения. По структурным особенностям различались нормальные трансферы, согласующие структуры растяжения единой полярности или структуры сжатия единой вергентности, и инверсные трансферы, согласующие структуры растяжения (сжатия) разной полярности (вергентности).

В представляющем сообщении мы детализируем эту терминологию применительно к областям растяжения. Все граничные области между сбросовыми пакетами будут называться *трансферными зонами*, как было предложено в наших прежних работах и в работах К. Морли с соавторами. Для обозначения направления асимметрии полуграбенов мы используем термин полярность (но не «вергентность», оставляя его для характеристики структур сжатия).

В целом, стиль развития рифтовых зон зависит от разных факторов, из которых особо важен способ сочленения отдельных полуграбенов. По величине планового перекрытия полуграбенов мы выделяем *концевые соединения* (с нулевым или отрицательным перекрытием), *кулисные* перекрытия и *полные* перекрытия. Блоки с одинаковым залеганием сбросов, и соответственно с одинаковой полярностью полуграбенов, будут называться *монополярными*, а с противоположным залеганием – *гетерополярными* (*инверсными*), среди которых естественно выделяются *встречнополярные* и *противополярные*. Полный набор, таким образом, включает девять различных способов сочетания бассейнов. Реализация корового растяжения, из-за которого собственно и развиваются рифтовые системы, для каждого из этих 9 случаев индивидуальна. В реальных рифтовых системах наиболее популярны сочетания встречно – и противополярных полуграбенов с неполным перекрытием.

Среди инверсных (гетерополярных) *кулисных* перекрытий мы выделяем, в определенной степени наследуя терминологию Б. Розендаля, трансферные зоны изоляции и трансферные зоны интерференции. В

случае полного перекрытия, противополярные трансферные зоны представлены двухсторонними грабенами с парой краевых депоцентров и центральным поднятием. Встречнополярные трансферы представлены двусторонними горстами.

Инверсные трансферные зоны с нулевым перекрытием являются просто трансферными разломами сдвиговой кинематики и полностью соответствуют сдвиговым аккомодационным зонам Б. Розендаля. Во встречно-полярных трансферных сочленениях бассейны продолжают друг друга через зону трансфера, а в противополярных – всегда расположены кулисно друг относительно друга.

Монополярные трансферные зоны имеют индивидуальный облик. При нулевом перекрытии они представлены поперечным разломом сбросо-сдвиговой кинематики (который традиционно называется *трансфером Гиббса*, в честь британского исследователя, впервые описавшего трансферные разломы [7]), при частичном перекрытии они структурно выражены *релейными рампами*, однородным или ступенчатым, а при полном перекрытии – сочетаниями односторонне наклонных блоков различной морфологии.

В мобильных рифтовых системах разные трансферные зоны имеют различную структурную судьбу. Зоны изоляции рано или поздно исчезают, переходя в зоны интерференции, зоны интерференции расширяются и в их центральных участках образуются антиклинальные (точнее антиформные) структуры типа слившихся ролловеров. В зависимости от величины кулисного перекрытия полуграбенов они могут быть продольными или косыми к простирианию бассейнов и могут служить ловушками для углеводородов. Сдвиговые зоны имеют тенденцию удлиняться. В том случае, если они примерно параллельны к общему направлению растяжения, они трансформируются в пулл-апартовые бассейны.

Литература

1. Schlische R.W., Withjack M.O. Origin of fault domains and fault-domain boundaries (transfer zones and accommodation zones) in extensional provinces – result of random nucleation and self-organized fault growth // Journal of Structural Geology. 2009. V. 31. P. 910–925.
2. Rosendahl B.R. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa // Annual Review of Earth and Planetary Science. 1987. V. 15. P. 445–503.
3. Nelson R.A., Patton T.L., Morley C.K. Rift-segment interaction and its relation to hydrocarbon exploration in continental rift systems AAPG Bulletin 76 (8). 1153 p.
4. Faulds J.E., Varga R.J. The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes // Geological Society of America. Special Paper 323. 1998. 45 p.

5. Тевелев Арк. В. Кинематика трансферов // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 172–174.
6. Тевелев Арк. В. Структура и кинематика зон трансферных сдвигов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2003. №2. С. 3–18.
7. Gibbs A.D. Structural evolution of extensional basin margins // Journal of the Geological Society. 1984. London. 141. P. 609–620.

Ал.В. Тевелев¹

Структурные типы мигматитов тараташского комплекса архея (Южный Урал)

Тараташский метаморфический комплекс слагает одноименный "выступ" кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, расположенный на западном склоне Южного Урала, севернее г. Златоуста. Тараташский комплекс сложен двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами по этим сланцам, гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербитами) с прослоями метаулитрамафитов (оливин-бронзитовых и бронзит-паргаситовых метакоматитов [3] и магнетитовых кварцитов, а также мигматитами, биотитовыми гнейсами с гранатом, силлиманитом, кордиеритом и графитом с прослоями кварцитов, графитистых и магнетитовых кварцитов.

При проведении крупномасштабных геологических съемок в 1960–1970-х годах В.И. Петровым с коллегами тараташский комплекс был разделен на четыре стратифицированных толщи. Нижнюю часть разреза комплекса (куватальскую толщу) слагают двупироксеновые кристаллосланцы, амфиболиты, блоковые и теневые мигматиты по ним в переслаивании с биотитовыми и гиперстеновыми плагиогнейсами (до 20 % объема). Разрез наращивается толщей высокоглиноземистых плагиогнейсов – переслаивающихся гранат-, силлиманит-гранат, гранат-кордиерит-биотитовых разностей и магнетитовых кварцитов, а также графит-биотит-силлиманит-кордиеритовых сланцев.

Предполагалось, что выше по разрезу на этих отложениях залегает мощный комплекс диорито-гнейсов, включающих многочисленные скиалиты двупироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов. Эти породы, выделявшиеся ранее в шигирскую толщу, вероятно, представляют собой пластовый интрузив диоритового состава и выделяются ныне как шигирский метадиоритовый plutonический комплекс.

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Породы третьей (радашной) толщи по составу близки образованием куватальской толщи, но отличаются более пестрым набором пород за счет прослоев гранат-, силлиманит-гранат- и кордиерит-биотитовых плагиогнейсов, магнетитовых кварцитов [3]. Радашная толща слагает сложные наклонные и опрокинутые складки западной вергентности.

Четвертая, тагаякская толща сложена биотитовыми гранат-биотитовыми и графитосодержащими силлиманит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами с прослойми кварцита-гнейсов и графитистых кварцитов и с линзами магнетитовых кварцитов. Общая мощность тараташского метаморфического комплекса превышает 5 км.

В целом, тараташский метаморфический комплекс изучен довольно- хорошо в разных аспектах: геологическое строение, петрография, минералогия, метаморфизм, изотопный возраст. Так, для пород тараташского комплекса установлена гранулитовая фация метаморфизма, а также несколько этапов диафтореза [4]. Архейский возраст тараташского комплекса установлен U-Pb изотопным методом по цирконам – возраст протолита определяется в $2\ 915 \pm 155$ млн лет [2], причем эта датировка может быть омологированной, поскольку сделана по валу разнородных цирконов [7].

Мигматиты тараташского комплекса пока изучены недостаточно. Собственно им посвящены всего несколько работ [3, 5, 8], в которых рассматриваются преимущественно петрологические вопросы формирования мигматитов. Основной проблемой, не нашедшей своего решения до настоящего времени, является проблема, касающаяся состава палеосомы. Г.Б. Ферштатер [8] считает, что мигматизация была изохимической, и в качестве палеосомы для плагиогранитных мигматитов следует рассматривать апабазальтовые пироксеновые кристаллосланцы, а для гранитных – аподацитовые ортогнейсы и парагнейсы. Однако недавние исследования Л.Н. Липчанской [5] показывают, что эти представления не удовлетворяют расчету баланса вещества при мигматизации, а сама мигматизация должна была проходить с привносом кремнезема, натрия и калия и выносом алюминия, железа, магния и кальция. Тем не менее, Л.Н. Липчанская все-таки оставляет открытым вопрос о протолите мигматитов, хотя она провела очень тонкие и скрупулезные исследования. Такая ситуация только лишний раз подтверждает сложность проблемы.

Следует особо отметить тот факт, что структурные аспекты мигматообразования в этих работах практически не затронуты, а не исключено, что именно структурный подход может существенно дополнить и уточнить наши представления о процессе формирования мигматитов. Так, И.Л. Жуланова [1] считает, что формирование мигматитов происходит при снижении литостатической нагрузки, связанном с воздыманием тектонических структур. Вместе с тем, изучение мезоструктур в

мигматитовых комплексах показывает, что падение давления на локальном уровне также может приводить к частичному плавлению субстрата и формированию мигматитов.

Мигматиты радашной толщи изучались нами в карьере месторождения Радостного, причем для исследования выбирались только отчетливо инъекционные мигматиты, в которых лейкосома представлена массивными или слабо гнейсированными средне-крупнозернистыми пластиогранитами с незначительным количеством темноцветных минералов, а меланосома – гнейсами и амфиболитами. Полевыми исследованиями установлены мигматиты нескольких морфологических групп.

Послойные мигматиты ("артериты"), как правило, представлены несколькими полосами лейкосомы разной мощности, заключенными между полосами гнейсов и амфиболитов. Они часто смяты в складки, в которых участки лейкосомы соединяются редкими тонкими перемычками. Местами встречаются и резко секущие слоистость "подводящие каналы" инъекций, от которых расходятся послойные силлоподобные апофизы. Морфология полос лейкосомы довольно четко подчинена типу меланосомы: в гнейсах "слои" лейкосомы невыдержаные, часто линзовидные, с неровными, фестончатыми границами, а в амфиболитах, напротив, плитообразные, с почти плоскими контактами.

Брекчиевые мигматиты ("агматиты") среди мигматитов тараташского комплекса встречаются довольно часто. Лейкосома в агматитах играет роль цементирующей массы тектонических брекчий. Практически всегда меланосома в них резко отличается по составу от лейкосомы и представлена либо амфиболитами, либо пироксеновыми гнейсами. Обломки меланосомы в агматитах обычно угловатые, изометричные, но местами – угловато-линзовидные, ориентированные по реликтовой слоистости или слегка развернутые.

Жильные плойчатые мигматиты ("птигматиты") встречаются редко, обычно в сочетании с другими типами мигматитов, по объему лейкосомы они невелики. Обыкновенно сами жилы лейкосомы ориентированы поперек общей слоистости или гнейсоватости, а осевые поверхности мелких складок (плойчатости) – параллельно ей.

Мигматиты зон будинажа (предлагается термин "будиниты") представляют собой особый тип, очень широко распространенный в тараташском комплексе. Ранее этот тип мигматитов не выделялся. В них гранитная лейкосома заполняет межбудинные пространства (шейки) в будинированных прослоях амфиболитов и пироксен-плагиоклазовых гнейсов, залегающих среди лейкократовых гнейсов. Обычно межбудинные участки лейкосомы сопряжены с послойными участками, поэтому будиниты представляют собой некий сетчатый каркас из гранитов лейкосомы, в котором заключены блоки амфиболитов, имеющие форму параллелепипедов, разделенные пластами небудинированных гнейсов.

При этом в лейкократовых гнейсах наблюдаются мелкие складки течения, замки которых обращены в сторону межбудинных шеек.

Вероятно, к этому же типу относятся и мигматиты, в которых лейкосома локализуется в ядрах мезомасштабных реидных складок, сложенных чередующимися лейкократовыми гнейсами и амфиболитами. Компетентные слои амфиболитов в складках сегментируются и остаются в крыльях, а ядра заполняют лейкосому.

Мигматиты зон вязких разрывов распространены в тараташском комплексе довольно широко. Линейные участки лейкосомы в них отчетливо разделяют блоки пород, смещенные друг относительно друга, причем, как правило, это участки приразломного растяжения. В крыльях вязких разрывов практически всегда наблюдаются мелкие складки волочения в гнейсах, а более компетентные прослои амфиболитовываются разорваны.

Анализ морфологических особенностей локализации гранитной лейкосомы в меланосоме различных типов мигматитов показывает, что лейкогранитовые выплавки мигматитов приурочены к локальным участкам растяжения разнообразных мезоструктурных элементов. Местами полосы лейкосомы очень постепенно переходят по простиранию в слоистые лейкократовые гнейсы, а меланократовые оторочки являются скорее исключением, чем правилом в составе мигматитов. Степень и характер деформации мигматитов дают основание предполагать, что они формировались синкинематически. Не исключено, что именно растяжение в локальных участках, которое сопровождается локальным падением давления, приводило к минимальному частичному плавлению гнейсов. Выплавка лейкосомы происходила из наиболее лейкократовых частей гнейсов, имеющих состав, близкий к кварц-полевошпатовой эвтектике, а "пустое" пространство компенсировалось за счет пластического течения и сближения более меланократовых пластов, не подвергшихся плавлению. Высказанное предположение, безусловно, требует дополнительного минералого-petрологического обоснования. Материал для таких исследований собран и будет изучен при проведении дальнейших работ.

Литература

1. Жулanova И.Л. Мигматиты: проблема классификации с позиций генезиса и геокартрирования // Тезисы докладов Всероссийского совещания, посвященного 100-летию со дня рождения академика Ю.А. Кузнецова, С. 136–138.
2. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В. Цирконовый архей Урала // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 510–514.
3. Лениных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН, 1978. С. 3–45.

4. Лениных В.И., Петров В.И. Гранулитовый метаморфизм и этапы дифтореза пород тараташского комплекса // Тезисы докладов Третьего Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск, 1974. С. 18–22.
5. Липчанская Л.Н. Мигматиты тараташского комплекса (Южный Урал) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2010. № 1. С. 19–27.
6. Малахова Н.П., Панков Ю.Д., Чебыкин Н.Я., Петров В.И. Новые данные о возрасте надвига вдоль западной границы Тараташского комплекса. Ежегодник–1977. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1978. С. 25–26.
7. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В. и др. Древнейшие (3.5 млрд лет) цирконы Урала: U–Pb (SHRIMP-II) и TDM-ограничения // Докл. РАН. 2007. Т. 415, № 5. С. 651–657.
8. Ферштатер Г.Б. Изохимическая мигматизация и генезис кварц-полевошпатовых пород тараташского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Геохимия. 1977. № 3. С. 411–421.

Е.Н. Терехов¹, А.С. Балуев¹, В.А. Журавлев²

К вопросу о происхождении Восточно-Баренцевского мегапрогиба

Одним из примечательных типов структур земной коры являются прогибы, выполненные осадками, мощность которых достигает 18–20 и более км, в наиболее прогнутых частях характеризующиеся субокеаническим типом коры. Это Прикаспийская, Южно-Каспийская, Черноморская впадины и другие осадочные бассейны. Длительный период погружения этих структур не укладывается в рамки известных тектонических циклов. К подобному типу структур относится и Восточно-Баренцевский мегапрогиб (ВБМ), который является одним из самых перспективных нефтегазоносных бассейнов Арктики. Он протягивается с севера на юг от континентального склона Северного Ледовитого океана на 1500 км при ширине 300–600 км практически до материка, разделяясь Лудловской перемычкой на две впадины (рис. 1). Мощность мезозойско-палеозойских отложений в ВБМ достигает 18–20 км [1], а ряд исследователей полагают, что под осадками здесь отсутствует гранитный слой, и залегает кора океанического типа, причем её возраст рассматривается как рифейский, девонский или мезозойский [2], но по расчетам [3] огромная мощность осадков противоречит идею наличия океаниче-

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

² ОАО МАГЭ, г. Мурманск, Россия

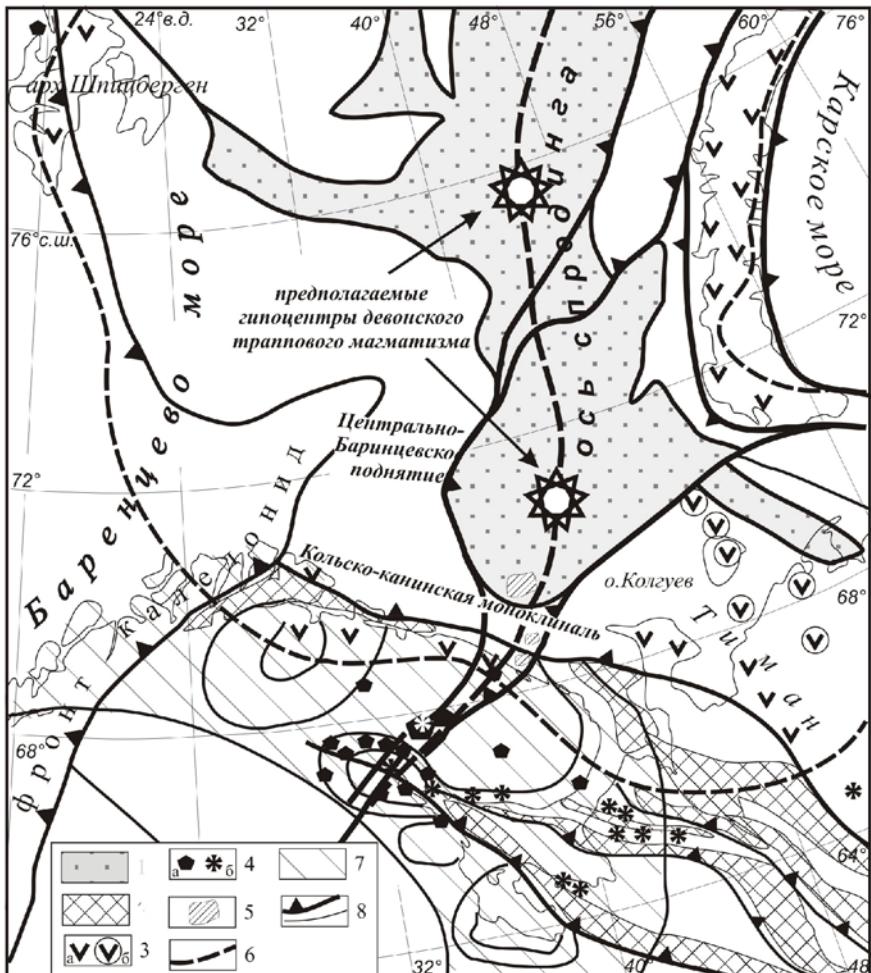


Рис. 1. Тектоническое положение проявлений девонского магматизма в Баренц-регионе.

1 – Восточно-Баренцевский рифтогенный бассейн среднепалеозойского возраста; 2 – палеорифты рифейского возраста; 3, 4 – проявления среднепалеозойского магматизма: 3 – базальтов на поверхности (а) и в скважинах (б), 4 – массивы и дайки УЩК (а), трубы взрыва (б); 5 – предполагаемые по геофизическим данным интрузивные массивы в зоне пропагации Восточно-Баренцевоморского рифта; 6 – граница области распространения базальт-толеитового траппового магматизма; 7 – участки метасоматически-обогащенной мантии (1.9–1.7 млрд лет); 8 – главные сбросы и прочие разломы

ской коры. В моделях континентальной природы фундамента, последний рассматривается как продолжение Балтийского щита, т.е. раннедо-

кембрийский, или как фрагмент палеоконтинента Арктиды, т.е. гренвильский и частично байкальский [4].

Дискуссионным является вопрос не только о наличии рифейских и нижнепалеозойских отложений в основании прогиба, но и о составе толщи, сложенной позднедевонскими образованиями. По данным одних авторов они представлены терригенно-карбонатными осадками, а других – вулканогенными [4]. Представления о нижних частях разреза базируются на результатах глубинной сейсморазведки. При этом геологическая интерпретация этих данных может быть весьма условной. Так, в районе, примыкающим к ВБМ с юга, на п-вах Среднем и Рыбачем по геотраверсу 1-АР, мощность рифейских отложений по сейсмическим данным оценивалась в 6–8 км. Однако бурение параметрических скважин П-1 на п-ове Среднем определило глубину до фундамента 1.1 км, а Р-1 на перешейке – 18 м. [5]. При этом этот район расположен вблизи Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, к которой «привязан» геотраверс 1-АР. Рифейские породы здесь прекрасно обнажены, так же, как и их контакт с фундаментом, а последний по петрофизическим параметрам резко отличается от них, и раздел между ними является одной из важнейших границ в разрезе [1]. Причины подобной ошибки могут быть разными, но эти данные ставят под сомнение и выводы по центральной части впадины, недоступной бурению. Поэтому, на наш взгляд, для понимания природы глубинных частей разреза ВБМ, необходим региональный анализ геологических данных, который позволит интерпретировать глубинное строение впадины с других позиций.

В качестве возможного индикаторного комплекса, отражающего региональное событие, мы предлагаем проанализировать расположение в Баренц-регионе проявлений девонского магматизма, которые встречаются в обрамлении ВБМ. Это многочисленные выходы базальтов и долеритов, по составу близких к известным трапповым формациям, и разнообразные ультраосновные щелочные (УЩК) и кимберлитовые комплексы. В распространении этих разностей отмечается определенная зональность. Непосредственно в прогибе и по его обрамлению развиты базальтовые разности. Это долеритовые дайки Мурманского блока, базальты лавовых покровов и даек в полосе п-ов Канин – Тиман, на северном Урале, на Пай-Хое, на всей территории Новой Земли, на Шпицбергене (рис. 1), а так же в Тимано-Печорском регионе и в окрестностях о. Колгуев [6]. На удалении от береговой линии развиты одновозрастные им массивы и дайки УЩК и кимберлитовые трубки. Если же считать, что центр магматической активности в позднем девоне находился в ВБМ, то региональная ситуация становится похожей на типичную обстановку областей развития траппов: на Сибирской платформе, в Индии и Бразилии, где везде отмечается зональность магматизма от базальтовых покровов в центре провинции и далее к периферии, где внедряются

силлы, дайки, щелочные массивы и кимберлиты [7]. Подобная зональность намечается и для Баренц-региона, где помимо щелочных и кимберлитовых проявлений Кольского п-ова и Архангельской области, аналогичные или близкие по составу породы развиты и в других местах, в частности, на Тимане, Шпицбергене, то есть по периферии предполагаемого центра проявления толеит-траппового магматизма. Учитывая, что в девоне Гренландия примыкала к арх. Шпицберген, то соответственно и Гренландское кимберлитовое поле является составной частью этой магматической провинции. Проблема соотношения щелочных пород с толеитовыми платобазальтами (траппами) обсуждается с начала XX века, а в последние годы в связи с выделением LIPs (крупных магматических провинций) в качестве индикаторов плюмовых событий, интерес к ней усилился [8]. Анализ материалов по глубинному строению Баренц-региона позволяет предположить наличие позднедевонской трапповой провинции в центре Баренцевоморской плиты, по периферии которой развиты щелочные породы. Структурно-геодинамическая позиция траппового магматизма остается неясной. Чаще всего центры трапповых излияний локализуются по краям древних платформ или предшествуют расколу континентов с образованием нового океана. Одним из важных доказательств рифтовой природы ВБМ в позднедевонское время является Хибино-Контозерская тектоническая зона, которая рассматривается как структура пропагации рифта в пределы Балтийского щита [6]. Тектоническая граница ВБМ хорошо отражается в аномалиях гравитационного и магнитного полей. Ей соответствуют линейные зоны градиентов и резкой сменой основной структуры аномальных полей. На границе ВБМ с Новоземельским орогеном уверенно выделяется система сбросов, падающих на запад, под впадину. Юго-западный борт ВБМ представлен Кольско-Канинской моноклиналью, осложненной сбросами, по которым структуры фундамента погружаются в ВБМ. Этот участок характеризуется положительными аномалиями гравитационного и магнитного полей, а на модельных разрезах фиксируется резкое утонение верхней части консолидированной коры за счет поднятия нижней коры. Линейный гравитационный максимум, выделяющийся в этой зоне перехода – «эффект Гельмерта», проявляющийся в зонах резкого изменения структуры и петрофизических свойств коры. Подобное явление, известное и как структуры типа «SDR», типично для пассивной окраины Атлантического типа, свидетельствующее о явлениях андерплейтинга в структурах рифтового растяжения земной коры [9]. Западная граница ВБМ с областью Центрально-Баренцевских поднятий также выражена зоной глубинных разломов сбросового типа.

Таким образом, вся совокупность геологической информации по этому региону позволяет объединять щелочные и толеит-базальтовые породы позднедевонского возраста в единый магматический ансамбль

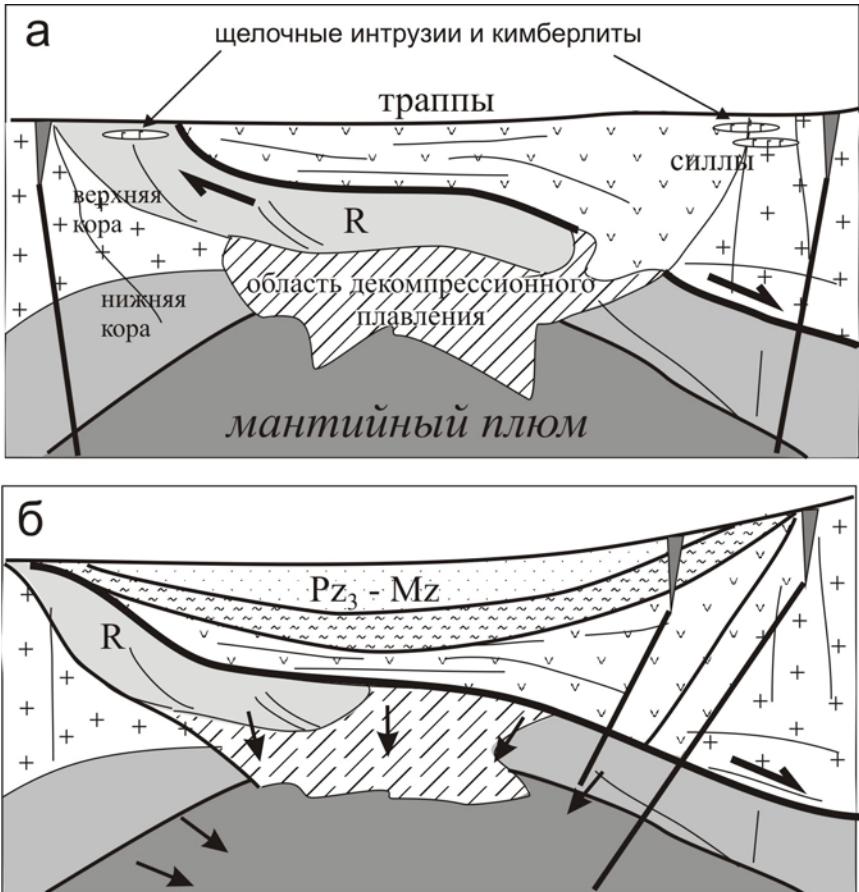


Рис. 2. Модель формирования трапповой провинции в обстановке асимметричного грабена (*а*), с последующим провалом мантийной подушки (*б*)

дифференцированного плюма-литосферного взаимодействия с центром предположительно в пределах современного Баренцевоморского шельфа (рис. 1). Факт признания центра траппового магматизма позднедевонского возраста, приуроченного к Восточно-Баренцевскому рифту приводит к следующим выводам: 1) причиной палеозой-мезозойского прогибания этой структуры может быть последующий после массовых излияний провал плюма (рис. 2), что сопровождается выделением большого количества флюидов, способствующих формированию нефтяных и газовых месторождений [10]. 2) по периферии этого плюма возможны новые открытия массивов УЩК и кимберлитов. Особенно это касается Тимано-Северо-Уральского региона, а также пояса о. Вайгач – Новая Земля и, возможно, Земли Франца-Иосифа. Причем известная (но необъясненная)

в Мире закономерность проявления молодых кимберлитов среди более древних позволяет надеяться на находки и более молодых, чем девонские алмазсодержащих пород в этих районах.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы №10 ОНЗ РАН.

Литература

1. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.
2. Аплонов С.В. Геодинамика мезозойского Обского палеоокеана. М.: Наука, 1987. 98 с.
3. Артюшков Е.В. Механизмы образования Баренцевского прогиба // Геология и Геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 700–713.
4. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1: 2500000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хайн. Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.
5. Медведев С.А., Медведев Ст.А., Коновалов В.А. Новые данные о геологическом строении Северной части Кольского полуострова // Отеч. геология. 2009. №6. С. 60–65.
6. Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С. Структурное положение и геохимические особенности девонского дайкового магматизма Кольского п-ова // Геотектоника. 2012. №1. С. 77–94.
7. Львова Е.В. Трапповые провинции Тунгусской синеклизы и бассейна Парана-Этендека: опыт сравнения // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 6. С. 3–19.
8. Ernst R.E., Bell. K Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // Mineralogy and Petrology. 2010. V. 98. P. 55–76.
9. Богданов Н.А. Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 231–249.
10. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полезные ископаемые. 2008. №5. С. 505–521.

Сдвиговый структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии

На окраине Азии доминируют три трансрегиональные разломные системы, составляющие Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону (ВАГСЗ, [Уткин]) и особенно четко проявленные от Охотского до Южно-Китайского моря (рис. 1). Одна из систем (продольная) ориентирована параллельно краю Азии ($CCB\ 25-30^\circ$), а две другие (диагональные) – косо и представлены приконтинентальной ($CB\ 50-70^\circ$) и приокеанической (меридиональной) системами. Эти системы отражают главные черты инфраструктуры ВАГСЗ, которая идентична внутреннему строению известных в мире природных и многократно воспроизведенных экспериментально сдвиговых зон, указывая на развитие ВАГСЗ как целостной структуры, что предполагает парагенетические связи между составляющими ее разломными системами. Исследовался [2] структурный ансамбль, состоящий из сопряженных Тан-Лу (ТЛ)–Сихотэ-Алинской (ТС) продольной и Бахай-Амурской (БА) диагональной приконтинентальной разломных систем (рис. 1).

ТС-система, занимая стержневое положение в ВАГСЗ, представлена глубинными разломами, прежде всего, Тан-Лу (ТЛ) и Центральным Сихотэ-Алинским (ЦСА) – крупнейшими на окраине Азии левыми сдвигами. ТЛ (южный сегмент) развивался в два главных этапа [3]: 1-й – поздняя юра–ранний мел – произошло крупномасштабное (700–800 км) левостороннее смещение; 2-й – конец раннего мела – кайнозой – разлом формировался, главным образом, как структура растяжения с развитием рифтовой долины шириной до 80 км и синхронным формированием на ее противоположных бортах осадочных бассейнов (ОБ) (рис. 1), зеркально симметричные сбросы которых, ограничивающих полуграбены, падают в сторону ТЛ, подтверждая его материнскую роль как структуры растяжения. В отличие от ТЛ, Сихотэ-Алинские сдвиги (рис. 2) ТС-системы продолжали быть левосторонне активными и в позднем мелу – кайнозое.

БА-система разломов, ответвляясь от ТЛ в направлении $CB\ 50-70^\circ$ (рис. 1) и левосторонне смещающая восточную границу архей-протерозойского кратоногена на амплитуды до 100 км, примыкают под острым углом к ЦСА левому сдвигу (рис. 2). На первом этапе (юра – ранний мел) БА-разломы формировались как система взбросо-надвигов (структурь сжатия) ТС-системы левых сдвигов. Синхронно в идентичных условиях субмеридионального генерального сжатия, к востоку от архей-протерозойского кратоногена (рис. 2), формировалась Сихотэ-Алинская чешуй-

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

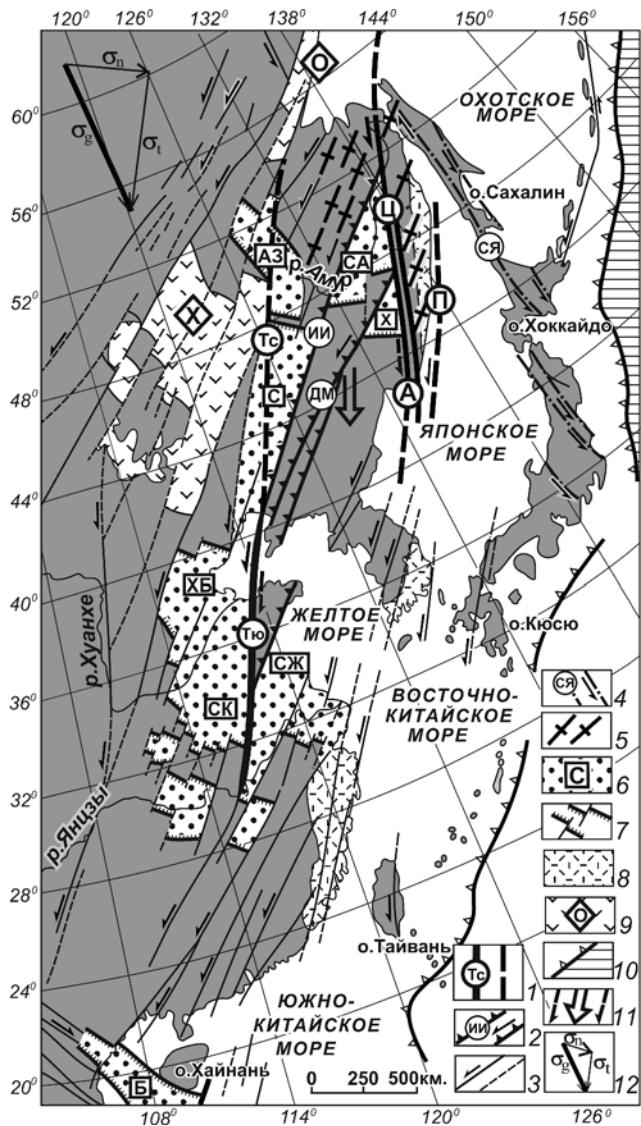


Рис. 1. Строение и динамо-кинематические условия развития ВАГСЗ и составляющих ее систем транзитных разломов (по [2]).

1 – главные левые сдвиги Тан-Лу – Сихотэ-Алинской (ТС) продольной системы (пунктир – перекрытие): Тан-Лу (Тю – южный и Тс – северный сегменты), Центральный Сихотэ-Алинский (Ц), Арсеньевский (А), Прибрежный (П); 2 – главные взбросо-сдвиги Бохай-Амурской (БА) системы: Илань-Итун (ИИ), Дунъхуа-Мишань (ДМ); 3 – левые сдвиги, взбросо-сдвиги приокеанической диагональной системы; 4 – Сахалинско-Японская (СЯ) зона сдвигов приокеанической диагональной системы; 5 – Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая система (сосдвиги-

вый ороген); 6–7 – осадочные бассейны (6): Сунляо (С), Среднеамурский (СА), Северо-Китайский (СК), Хубей-Бохайваньский (ХБ), Субэй-Желтоморский (СЖ), Бак-Бо (Б), Ханкайский (Х), Амуро-Зейский (АЗ) и их генерализованные границы (7); 8 – мел-кайнозойские вулканиты Восточно-Азиатского пояса; 9 – позднеюрско-раннемеловые вулканиты Охотско-Хинганского пояса и его сегменты: О – Охотский, Х – Хинганский; 10 – зона Беньофа (штриховка – кора океанического типа); 11 – направление предполагаемого смещения блока коры с синхронными малоамплитудными правыми (разлом ТЛ) и левыми (разлом А) сдвигами; 12 – направление генерального (инициативного) сжатия литосферы (g) и его производных: t – тангенциального (касательного), n – нормального

чато-складчатая система (сосдвиговый ороген). К позднему мелу левосдвиговые смещения по ТЛ в основном прекратились и доминировали по Сихотэ-Алинским сдвигам и, прежде всего, вдоль глубинного ЦСА-разлома. В этих структурно-кинематических условиях главное субмеридиональное сжатие генерировало тангенциальное (касательное) сжатие, ориентированное на ЮЗ 200–210° вдоль левого ЦСА-сдвига (рис. 2), что привело к трансформации кинематики разломов БА-системы, оперяющих ЦСА сдвиг, от взбросо-надвигов к левым сдвигам. Произошла смена динамо-кинематического режима развития трансрегионального структурного ансамбля от этапа сдвиго-надвигов и синсдвиговой складчатости (юра-ранний мел) на этап сдвиго-раздвиногов и синсдвиговых рифтогенных ОБ (поздний мел–кайнозой) (рис. 2). В условиях левосдвиговой активизации БА-системы разломов сдвиг ТЛ (южный сегмент) трансформировался в структуру растяжения S-образной формы (рис. 1), а вдоль разломов БА-системы формировались рифтогенные ОБ, типа пулл-апарт, в которых левосдвиговая компонента растяжения была определяющей. На участках сочленения разломов БА- и Сихотэ-Алинской систем формировались структуры клиновидной формы (рис. 2), которые в условиях расхождения левых сдвигов (смещение от вершины клина) испытывали растяжения с формированием ОБ. В пределах Восточно-Сихотэ-Алинской сдвиговой зоны (рис. 2) ОБ формировались на участках сосдвигового растяжения блоков коры, ограниченных сдвигами. Ориентируясь поперек сдвигам в ЗСЗ направлении, ОБ по механизму формирования (дуплексы растяжения сдвигов) идентичны вулкано-тектоническим структурам растяжения, выполнявших роль магмоподводящих каналов при формировании в позднем мелу–кайнозое вулканического чехла Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Растяжение коры обусловило сокращение ее мощности до 20 и менее км с синхронным подъемом мантии. Наиболее масштабное сосдвиговое растяжение коры произошло в позднем кайнозое к юго-востоку от вулканического пояса, что привело к еще более высокому подъему границы Мохо с формированием коры океанического типа в глубоководных впадинах Японского моря. В строении континентальной коры в структурах сосдвигового растяжения наблюдается ее утонение на разные величины –

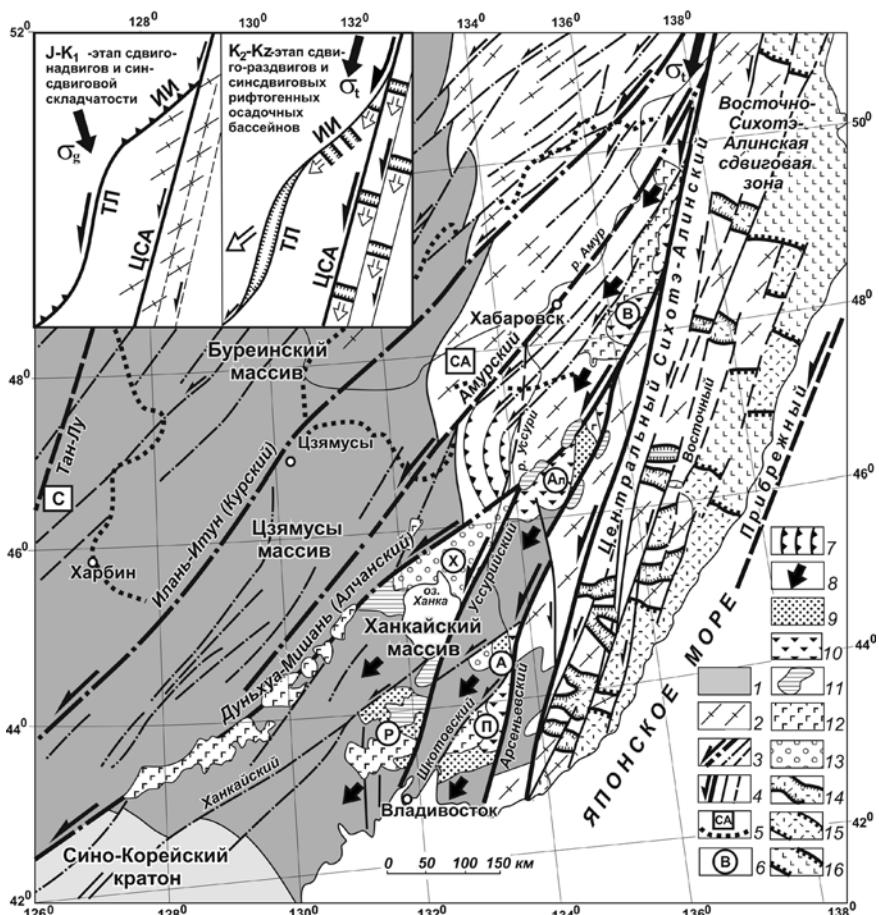


Рис. 2. Структурно-кинематическая схема сочленения Бохай-Амурской и Сихотэ-Алинской систем левых сдвигов (по [2]).

1 – архей-протерозойский композитный кратоноген (Буреинский, Цзямысы, Ханкайский массивы и Сино-Корейский кратон); 2 – Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая система (сосдвиговый ороген); 3 – Бохай-Амурская система левых взбросо-сдвигов (тонкие линии – второстепенные, пунктир – предполагаемые или перекрытые); 4 – Сихотэ-Алинские левые сдвиги (тонкие линии – второстепенные, пунктир – предполагаемые или перекрытые); 5 – границы позднемеловых-кайнозойских рифтогенных осадочных бассейнов: Среднеамурский (СА), Сунляо (С); 6 – мел-кайнозойские клиновидные структуры растяжения: Восточно-Амурская (В), Алчанская (Ал), Партизанско-Суходольская (П), Арсеньевская (А), Ханкайская (Х), Раздольненская (Р); 7 – чешуйчато-надвиговая фронтальная структура сжатия Наданъхада; 8–13 – направление растягивающих усилий в клиновидных структурах (8) и компенсирующие их образования: конец раннегоД-позднемеловые терригенные осадки (9) и вулканиты (10), кайнозойские осадки (11) и базальты (12), плейстоцен-четвертичные осадки (13); 14–16 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический

ский пояс: сеноман-палеоценовые вулкано-структурные синсдвигового растяжения (14), генерализованные границы зон синсдвигового хрупкого растяжения коры, обеспечившего развитие позднемелового кислого и среднего вулканизма (15) и наложенного кайнозойского базальтоидного вулканизма (16).

Врезки. Схемы динамо-кинематических условий поэтапного развития трансрегионального структурного парагенеза. σ_g – направление генерального (инициативного) сжатия и его производного – тангенциального (касательного по отношению к ЦСА левому сдвигу) (\square); главные разломы парагенеза: Тан-Лу (ТЛ), Центральный Сихотэ-Алинский (ЦСА), Илань-Итун (ИИ); полые стрелки – направления синсдвиговых растяжений

от сокращения мощности на 10–15 км в эпиконтинентальных бассейнах до полного ее отсутствия в глубоководных впадинах окраинных морей. Эти структуры роднит важное морфологическое сходство – кора в их пределах выражена в виде двояковогнутой линзы, в форме, так называемой, шейки растяжения. Такой формы содвиговое растяжение коры с сокращением ее мощности, с одной стороны, обусловило нисходящие сбросовые просадки с формированием ОБ, с другой – синхронное встречное вздымание мантии, демонстрирующее пассивный рифтогенез. Отсюда следует, что формирование ОБ и глубоководных впадин, как и синхронный подъем мантии с инъекцией мантийных астенолитов, процессы вторичные, обусловленные содвиговым растяжением континентальной коры.

Литература

1. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН СССР. 1978. Т. 240, № 2. С. 400–403.
2. Уткин В.П. Тан-Лу – Сихотэ-Алинский трансрегиональный структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе // Докл. РАН. 2012. Т. 444, № 4. С. 429–433.
3. The Tancheng-Lujang wrench fault system (Ed. Xu J.W.) Chichester England: John Wiley and Song. 1993. 279 p.

Глубинное строение и эволюция Черноморской впадины по результатам работ МОГТ-МПВ

Исследования МОГТ в 2011 году в Черном море проводились на основании разрешения Министерства образования и науки Российской Федерации от 18.03.2011 № 20 в рамках Программы морских научных работ «Изучение геологического строения докайнозойских отложений и глубинной структуры бассейна Черного моря», представленной ОАО «Союзморгео» и согласованной с ведущим оператором этой программы – ООО «Региональные геофизические исследования» (РГИ). Как по охвату изучаемых районов акватории, так и по условиям исполнения данная Программа носит международный характер и наряду с российскими участниками включает представителей причерноморских государств. Главной целью Программы является разработка новой тектонической модели Черноморской впадины и прилегающих территорий всего Черноморского бассейна на базе новых сейсмических данных, полученных с применением современных технологий полевых (морских) работ и обработки геофизической информации.

В качестве источника возбуждения сейсмических колебаний использовался групповой пневмоисточник, общим объемом 5040 куб. дюймов, с рабочим давлением 1900 PSI, состоящий из 4-х одинаковых массивов пневмопушек объемом по 1260 куб. дюймов каждый, длиной 15.2 м и расстоянием в 12 м между 2 центральными массивами, между крайним и центральным с каждой стороны по 10 м. Каждый массив состоял из 8 пневмопушек объемом от 40 до 380 куб. дюймов, типов Bolt и Sleeve, подобранных с целью получения оптимального возбуждаемого импульса.

Рабочее давление поддерживается мощным компрессором, nominalный интервал возбуждения 25 м, управляется контроллером GCS90 по сигналу с навигационной системы Spectra. В качестве приемника колебаний использовалась сейсмокоса с оболочкой из полиуретана, наполненная специальной жидкостью с целью обеспечения нейтральной плавучести, с длиной активной части 10200 м. Установленные гидрофоны – пьезо-датчики давления, сгруппированы линейно, 16 гидрофонов/группу (канал), чувствительность группы 20 В/Бар, расстояние между центрами групп 12.5 м, всего 480 каналов. Вся активная часть сейсмокосы состоит из сочененных секций, длина секции – 75 м / 6 каналов. На каждые 2 секции приходится 1 электронный модуль, основная назначение которого – осуществлять усиление, АЦП и передачу на

¹ ОАО «Союзморгео», Геленджик, Россия

² ОАО «Центргеофизика», Москва, Россия

сейсмостанцию принятого сигнала. На сейсмокосе во время работы крепятся регуляторы заглубления («птицы»), устройства для помощи при затоплении, например при отрыве, срабатывающие при достижении определенной глубины («ретриверы»), приборы навигационной системы, с помощью которых определяется пространственное положение сейсмокосы («пингеры»). Управление сейсмокосой и запись результатов осуществлялись с помощью сейсмостанции Sersel 480 с предварительной цифровой фильтрацией 3 Гц/12 дБ/окт – 206 Гц /276 дБ/окт.

Морские сейсмические исследования ГСЗ-МПВ, выполненные Институтом океанологии РАН в 2002 году, выполнялись с использованием донных сейсмографов, которые были установлены по профилям №1 и №2 в российской части Черного моря вдоль и вкрест структуры вала Шатского. Расстояния между донными станциями составляли от 9 до 18 км. Излучения сейсмических волн производились с интервалом около 180 м пневматическим источником с объемом камеры 30 л. Длина профиля составила 183 км. После первой пристрелки была выполнена вторая по профилю №2 длиной 80 км вкрест простирания вала Шатского [1]. На большинстве сейсмограмм профилей ГСЗ-МПВ в первых вступлениях были выделены преломленные волны с кажущимися скоростями 2.6–3.3, 4.2–4.4, 5.1–5.5, 6.2–6.3, 7.0–7.2 и 8.0 км/с. В последующих вступлениях были выделены широкоугольные отраженные волны. В результате обработки и интерпретации сейсмограмм построены сводные годографы преломленных и отраженных и соответствующие им сейсмические разрезы земной коры. Анализ волнового поля, зарегистрированного на различных расстояниях от источника, позволил выявить преломленные (рефрактированные) и широкоугольные отраженные волны от поверхности фундамента и основных слоев внутри осадочного чехла.

Главным средством для достижения этой цели является совместная обработка материалов МОГТ и МПВ [5, 6, 8, 9]. По результатам скоростного анализа данных МОГТ был получен график двухмерно слаженного распределения эффективной скорости в плоскости x, t_0 . Характерной особенностью этого графика является необыкновенно высокий вертикальный градиент эффективной скорости dV_e/dt_0 , который расположен в районе вала Шатского и достигает величины примерно 2 км на уровне $t_0 = 5.0–5.5$ с. Поскольку эффективная скорость близка к средней скорости, это означает, что в пересчете на однократное время пробега, за одну секунду вертикального времени средняя скорость возрастает на невероятно большую величину 4 км/с. Такое явление возможно только в том случае, если пятисекундная толща подстилается слоем, который характеризуется очень высокой скоростью, превышающей в несколько раз среднюю скорость в покрывающей среде. С геологической точки зрения, очевидно, что таким слоем практически однозначно может быть только фундамент. Сопоставление скоростных кривых МОГТ и МПВ в

российской части Черного моря позволило выделить в разрезе поверхность фундамента и проследить ее затем в пределах всей акватории Черного моря (рисунок). Установлено, что кровля пород фундамента (метаморфизованных пород досреднеюрских образований) в пределах акватории Черного моря залегает на глубинах от 2.5 км до 17.0 км. Тип коры предполагается континентальный, с утонением гранитного слоя в пределах впадин.

Выше поверхности фундамента повсеместно были закартированы поверхности меловых, палеоцен-эоценовых и миоцен-четвертичных образований. В их строении отражены основные структурные элементы, зафиксированные работами прежних лет [5].

Образование Черноморской топодепрессии может быть вызвано подъемом аномальной мантии к подошве литосферы. В результате увлажнения и нагрева гранитной верхней коры и нижней коры, сложенной габбро, происходит уменьшение их прочности, а также упругих и вязких свойств. В этих условиях главным системообразующим фактором является взаимодействие упругопластической литосферы с вязкоупругой астеносферой. Растекание астеносферного плюма увлекает литосферу за собой и возникающие вязкие силы вызывают ее погружение. Предполагается, что при подходе аномальной мантии происходит разогрев литосферы и на ее подошве появляется область с размерами 200 х 20 км и она приобретает вязкоупругие свойства нижележащей астеносферы [1, 4, 7].

Предполагается, что достаточно сложная поверхность дна осадочного бассейна формируется в следующей последовательности. Сначала дно погружается, затем в центральной части оно начинает подниматься и образуются два локальных поднятия. Наиболее глубокие прогибы, образуются на границах бассейна. Сдвиговое разрушение сначала охватывает всю область погружения, но затем локализуется в центральной части, причем поверхностный слой находится в условиях растяжения. Погружение земной коры может происходить в результате взаимодействия конвективной ячейки астеносферы с вышележащей литосферой. Конвективное движение в перегретом астеносферном слое возникает в результате неустойчивости, порождаемой зависимостью плотности от разности температур. Конвективные ячейки являются причиной горизонтальных и вертикальных движений литосферы. При этом в литосфере должны возникать значительные напряжения, деформации и прогибы, заполняемые с течением времени осадками.

На основании выполненных исследований в пределах Черного моря был установлен тип земной коры, определена мощность осадочного чехла и сделан прогноз литологического состава слагающих его комплексов. Полученные результаты были использованы для решения

принципиальных вопросов строения Черноморского региона и истории его развития.

Литература

1. Гарагаш И.А., Шлезингер А.Е. Природа подъема Мохо глубоководных осадочных бассейнов черноморского типа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 4. С. 3–6а.
2. Гринько Б.Н., Ковачев С.А., Хортов А.В. Строение вала Шатского (Черное море) по результатам региональных сейсмических исследований МПВ // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 3. С. 3–7.
3. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
4. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989. 208 с.
5. Хортов А.В., Непрочнов Ю.П. Глубинное строение и некоторые вопросы нефтегазоносности южных морей России // Океанология. 2006. №2.
6. Юрлов Ю.Г. Определение скоростной модели среды с помощью наблюдений отражённых и преломлённых волн // Технология сейсморазведки. № 3. С. 28–35.
7. Яншин А.Л. и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. Вып. 5.
8. Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13. №2. P. 195–223.
9. Starostenko V. et al. Topography of the crustmantle boundary beneath the Black Sea Basin // Tectonophysics. 2004. V. 381. P. 211–233.

В. Шаров¹

Сейсмогеологическая характеристика литосферы Фенноскандинавского щита

Земная кора. На Фенноскандинавском щите выполнен большой объем международных и региональных сейсмических исследований с целью изучения особенностей строения земной коры. Наблюдения проведены в областях развития различных комплексов кристаллических метаморфизованных и магматических пород. Сравнительный анализ

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

волновых полей по всем профилям позволяет выбрать некую общую (базовую) модель земной коры, которую можно использовать как исходную для выявления общих тенденций изменения физических параметров кристаллической коры по площади. Такая модель является определенной формой аппроксимации реальной скоростной структуры коры, она позволяет представлять разрезы для всех профилей в единой форме и проводить построение трехмерной скоростной модели [1–4].

В качестве опорной модели для кристаллической коры исследуемого региона выбрана четырехслойная модель со скоростями продольных волн: 5.9–6.2 км/с в верхнем слое (верхний этаж); 6.3–6.5 км/с в среднем; 6.6–6.8 км/с в нижнем и 7.0–7.3 км/с в коро-мантийном. Четвертый высокоскоростной слой присутствует в районах с повышенной мощностью земной коры и часто входит в третий (нижний) слой. Его можно выделить на профилях ГСЗ, отработанных с длинными гидографами 280–350 км, а также на разрезах, полученных методом обменных волн землетрясений (МОВЗ). Слои разделены условными отражающими горизонтальными K_1 и K_2 и отделены от верхней мантии границей М со скоростью 8.0–8.2 км/с. Граница K_1 залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластики мощностью 3–8 км в отдельных блоках. Граница K_2 , скорей всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах и поэтому с ней не связано изменение плотности. Из опыта моделирования, граница K_1 , чаще всего, отражает изменение петрофизических свойств – увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

Поверхность Мохоровичича. Накоплен обширный сейсмический материал, освещающий глубинное строение Европейского Севера. Опыт показал, что поверхность Мохоровичича (М) представляет собой наиболее выдержанную сейсмическую границу, которая создает устойчивые отраженные, преломленные и обменные волны [5]. Это обстоятельство дает возможность рассматривать данную поверхность в качестве опорного сейсмического репера и, следовательно, изображать ее на соответствующих картах системой изогипс.

Сейсмический материал показал, что граница М не является постоянной непрерывной границей даже в разрезе одного профиля ГСЗ, и ее рельеф зависит от внешних и внутренних факторов, характерных для того или иного геоструктурного элемента [1]. В одних (северо-западная часть Кольского полуострова, Онежско-Ладожская площадь) в поле отраженных волн раздел М динамически выразителен, в других (профиль Кировск-Дальние Зеленцы, северный участок профиля Полар) на сейсмограммах отсутствуют характерные группы волн P_{omp}^M . В южной части Кольского полуострова и Северной Карелии волны, отраженные от

поверхности М, часто регистрируются в виде двух-трех групп осей синфазности, близких по интенсивности и форме колебаний, разделенных интервалов времени 0,2–0,5 с. В этом случае в переходной зоне от коры к мантии выделяются не одна, а две-три сейсмические границы, располагающиеся друг над другом с разницей по глубине до 5–8 км [6]. Высокоскоростной слой в низах коры распространен не повсеместно. Главная трудность построения границы М состояла в том, что для такого большого региона пока не существует одинаково надежного и полного по объему сейсмического материала об этом слое, поэтому показана ограниченная часть информации о его наличии или отсутствии. Отмеченные явления сложного перехода от коры к мантии на Европейском Севере делают затруднительным составление единой схемы изолиний глубин поверхности М.

Мощность земной коры на Европейском Севере изменяется от 25 до 62 км. Максимальная – установлена под Свекофонской провинцией Фенноскандинавского щита в районе Ладожско-Ботнической зоны (64 км), в зоне сочленения Беломорского мегаблока с Карельским (48 км). Минимальная – зафиксирована под Южно-Баренцевоморской впадиной (30 км). Мощность земной коры на западе Кольского полуострова составляет 40–42, на востоке 35 км. В Белом море она достигает 40–42, в районе Ладожского озера – 50, а на севере Мезенской синеклизы – 30 км.

Приведенная схема рельефа поверхности М отражает ее строение лишь в самых общих чертах. Фактически данная поверхность может быть построена гораздо сложнее, так как в отдельных сечениях зоны ее поднятия и погружения имеют довольно большие амплитуды. В связи с тем, что плотность сейсмических систем наблюдений была недостаточной, эти локальные участки требуют дополнительного изучения.

Таким образом, в строении земной коры Фенноскандинавского щита установлено: мозаично-неоднородная структура коры, внутри ее не обнаружено выдержаных сейсмических границ в пределах всего щита; в верхней части коры локально развиты как волноводы, так и высокоскоростные зоны, коррелирующиеся с геологическими телами; несоответствие структурных планов изолиний скорости разных глубинных срезов; основные геотектонические провинции отличаются по мощности коры и сейсмической неоднородности; вулканогенные раннепротерозойские пояса характеризуются повышенной скоростью и мощностью земной коры, а также аномально высокой граничной скоростью вдоль поверхности М.

Литосферная мантия. Полученные согласно 3-D Р-скоростные модели мантии под Евразией [7, 8] позволили построить трехмерную скорость модель литосфера Фенноскандинавского щита, которая представлена в виде трех карт-срезов изолиний скорости для фиксированных глубин 50, 75, 100 км. Как видим среда в первом слое (нижняя

кора и верхняя мантия) слабодифференцирована по скорости. Скорость продольных волн изменяется от 7.9 до 8.2 км/с., т.е. контраст скорости некоторых аномалий составляет 0.2–0.3 км/с. Только главные геотектонические провинции слабо отражаются на пространственном изменении скоростных параметров, но нет простого соотношения между поверхностью геологии, мощностью коры и скоростью продольных волн в верхней части литосфера.

В литосфере между границей кора–мантия и глубиной 100 км. Скорость распространения продольных волн изменяется от 7.9 до 8.3 км/с. Имеются скоростные неоднородности с вертикальным размером 10–40 км и латеральной протяженностью от 200 до 1000 км. Отсутствуют низкоскоростные аномалии, где бы скорость продольных волн снижалась до 8 км/с. Наоборот, появляются высокоскоростные (8.3 км/с) тела. Аномалии скорости с глубиной не менее выражены чем на первом скоростном срезе. Отмечает несоответствие структурных планов изолинии скорости разных глубинных срезов литосферы. Наибольшее изменение скорости и ее увеличение до 8.3 км/с на томографических срезах наблюдается в архейской части щита (Лапландско-Кольско-Карельская провинция) и на западе Архангельской области.

При определенных стечениях обстоятельств могут возникнуть утолщения земной коры за счет увеличения мощности нижнего, высокоплотного и высокоскоростного слоя, являющегося прежде всего результатом магматической базификации низов коры поднимающимся мантийным астенолитом. Такие «базитовые корни гор» могут сохраняться при высокоградиентном режиме глубинного петрогенезиса, как это и наблюдается в восточной части исследуемого региона. В противном случае, происходит эклогитизация этого слоя, причленение его к мантии с дальнейшим в нее погружением. Все это в целом стабилизирует положение поверхности М и создает утяжеленную литосферу.

Литература

1. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 144 с.
2. Korja A., Korja T., Luosto U. et al. Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield – implications for Precambrian crustal evolution // Tectonophysics, 1993. V. 219. P. 129–152.
3. Mitrofanov F.P., Sharov N.V., Zagorodny V.G. et al. Crustal structure of the Baltic Shield Along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa geotraverse // International Geology Review. 1998. V. 40. № 11. P. 990–997.
4. Павленкова Н.И. Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубинных сейсмических исследований // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 2006. № 12. С. 43–54.

5. Шаров Н.В. Сейсмические данные о рельефе поверхности Мохоровичи Балтийского щита // Геоф. журн. 1982. Т. 14. № 1. С. 91–97.
6. Шаров Н.В., Куликов В.С., Исаина Э.В., Крупнова Н.А. Сейсмогеологическая характеристика земной коры юго-восточной части Фенноскандианского щита (Россия) // Геофиз. журн. 2010. Т. 32. № 3. С. 3–17.
7. Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Сейсмометрография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией – Ч. I // Геофиз. журн. 2009. Т. 31. № 1. С. 53–72.
8. Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Сейсмометрография Восточно-Европейской платформы 3D Р-скоростная. модель Феннокандии. Ч. 2 // Геофиз. журн. 2010. Т. 32. № 1. С. 60–76.

А.Г. Шемпелев¹

Зоны субвертикальной нарушенности поверхности Мох

Кавказский регион в последние годы покрыт сетью профилей, отработанных методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурических зондирований (МТЗ), в т.ч. профили Кубанский, Туапсинский, Адыгейский, Краснополянский, Предкавказский, Приэльбрусский, Геналдонский. Были выявлены интересные особенности глубинного строения территории Северного Кавказа. В частности, в земной коре, в целом характеризующейся «геофизической» расслоенностью, отвечающей концепции тектоники плит, устанавливаются широкие зоны субвертикальной нарушенности, уходящие в верхнюю мантию. Как правило, на поверхности они совпадают с известными тектоническими структурами.

На разрезе вдоль Туапсинского профиля, располагающегося между городами Туапсе и Армавир, обособливается ороген Западного Кавказа, ограниченный Главным Кавказским надвигом с юга и Ахтырским разломом с севера [1]. Этот блок земной коры характеризуется резкой дифференциацией электрических сопротивлений по данным МТЗ и низкими значениями функции взаимной корреляции волновых форм соседних пунктов наблюдений МОВЗ, что говорит о большой дислокированности разреза. Судя по комплексу физических характеристик, здесь земная кора может представлять собой блок коромантайской смеси с глубиной залегания его подошвы около 60–70 км. Граница Мох

¹ ФГУП «Кавказгеолсъёмка», г. Ессентуки, Россия

под Западным Кавказом в геофизических материалах не просматривается или же она совпадает с подошвой блока коромантийной смеси.

Подобная картина наблюдается и на субмеридиональном Кубанском профиле, протяжённостью 250 км от пос. Абрау-Дюрсо до реки Ея [2]. Комплекс альпийских складчатых зон Западного Кавказа, ограниченный также как и на Туапсинском разрезе Главным Кавказским надвигом и Ахтырским разломом, перекрывает высокоомный блок горных пород, внутри которого регистрируемые по МОВЗ площадки обмена часто «неуверенны», их корреляция затруднена. В то же время на остальной части профиля различные субгоризонтальные границы, в том числе поверхность Мохоровичча, прослеживаются достаточно надёжно.

На профилях Краснополянском, Приэльбрусскоом и Предкавказском, характеризующихся, преимущественно, горизонтальным залеганием внутренковых границ, выделяется зона субвертикальной тектонической нарушенности и увеличенной мощности земной коры, совпадающая с Южно-Ставропольским валом и его восточным продолжением – Минераловодским выступом. С юга они ограничены Предкавказским разломом. Отрезок Краснополянского профиля в районе Южно-Ставропольского вала отличается нарушением корреляции границ обмена волн, увеличенной мощностью земной коры за счёт сдавивания гравитометаморфического слоя, исчезновением поверхности Мохо. Минераловодский выступ, в целом высокоомный блок, на разрезе вдоль субмеридионального Приэльбрусского профиля [3–5] выделяется крутопадающими зонами проводимости, субвертикальной нарушенностью волнового поля, отсутствием поверхности Мохо и наличием известных Кавминводских неогеновых лакколитов, сформировавшихся, как считают многие исследователи, на глубине 1–3 км.

Таким образом, по мнению автора, при наличии в формировании земной коры определяющего значения положений плитовой тектоники, наблюдаемые зоны локальной субвертикальной нарушенности коры могут рассматриваться как результат проявления кратковременных наложенных процессов глобальной геодинамики. За счёт ротационных сил (в результате изменений скорости и положения оси вращения Земли) изменяется динамика движения плит, нарушаются их целостность, особенно в краевых частях, в том числе и поверхности Мохоровичча.

Литература

1. Шемелев А.Г., Фельдман И.С., Окулесский Б.А., Кухмазов С.У. Результаты МОВЗ и МТЗ по Туапсинскому профилю // Геофизика. 2000. №2. С. 55–59.
2. Шемелев А.Г., Швец А.И. Геолого-геофизический разрез Западного Предкавказья // Науковий вісник НГАУ. 2002. № 4. С. 27–29.

3. Шемпелев А.Г. Зоны субвертикальной нарушенности земной коры // Материалы VI международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Тез. докл. М., 2003. Т. 1. С. 133.

4. Шемпелев А.Г., Пьянков В.Я., Лыгин В.А., Кухмазов С.У., Морозова А.Г. Результаты геофизических исследований вдоль Приэльбруссского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды) // Региональная геология и металлогения. №25. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. С. 178–185.

5. Prutsky N.I., Shempelev A.G., Kuhmazov S.U., Morozova A.G., Lygin V.A., Pyankov V.Ya. Rezults of abyssal researches along Pre-Elbrus profile (Volkano Elbrus – The Caucasian Mineral Waters) // 32nd IGC: Abstracts. Florence, Italy, August 20–28, 2004.

О.Г. Шеремет¹

Сравнительный анализ Хатангской и Байкальской впадин на основе решения обратной задачи для грави-магнитных полей

Решение прямой и обратной задач для совместной трансформанты грави-магнитных полей является фундаментальной проблемой разведочной геофизики. Однако эффективные алгоритмы для совместно анализируемых различных по своей природе полей не разработаны. Этот недостаток устраняется с помощью предлагаемого метода совместного анализа гравитационного (Δg) и магнитного (ΔT_a) полей. Обоснование его применения 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 – модуль совместной трансформанты этих полей – близка к постоянной величине, и неоднородные зоны, в которых её значения изменяются от точки к точке расчётов. Для моделей неоднородных структур на уровнях верхнего полупространства D -функция, в отличие от исходных полей, в силу своей непотенциальности достигает в некоторых точках (на поверхностях) экстремальных величин. Для двумерных моделей точки экстремумов совпадают с особыми точками бесконечности (максимумами) и нулевыми (минимумами) при определённом распределении аномально плотностных и магнитных масс в пространстве. Благодаря этому можно практически однозначно определять эпицентры структур

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

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 её 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 структуры чехла.

Для изучения Хатангской впадины сделан дополнительный анализ грави-магнитных полей вдоль ближайшего профиля ГСЗ НПО „Геофизика“, секущего Енисейский кряж. В результате на основе аналитического и численного моделирования получено взаимно-однозначное соответствие концентрических экстремумов D -функции на уровнях верхнего полупространства и эпицентров мантийных разломов. Установлено, что поля D -функции над Хатангской впадиной и Енисейским кряжем подобны между собой. Анализ этих полей в пределах профиля, проходящего впадину, позволил найти мантийные разломы, контролирующие структуры коры, а также определить в пределах её центральной части контуры магматогенных антиклинальных структур пермо-триасового возраста над мантийным разломом глубже ~ 35 км, не выявленных ранее. Такие структуры, являющиеся обращёнными структурами коры, не отмечались предыдущими исследователями. Выявлены глубинные разломы, отделяющие Хатангскую впадину от сопредельных Таймырской зоны дислокаций и Тунгусской впадины.

В пределах Байкальской впадины выявлены и количественно описаны западная и восточная границы центральной части, представленные разломами и разломными зонами. В центральной части, включая акваторию Байкала, не обнаружено ни одного глубинного разлома кроме разделяющего Байкальскую впадину на Северо- и Средне-Байкальскую котловины. Признаков вулканизма в нижней части осадочного чехла Байкальской впадины не установлено, что согласуется данными многочисленных скважин в акватории Байкала. Под оз. Байкал выявлены разуплотнённые зоны фундамента шириной от 5 до 13 км, на глубинах 12–17 км, смешённые к востоку относительно оси прогибания чехла на 5–20 км, что совпадает с осевой зоной максимальных изодинам (гипоцентров землетрясений) по сейсмологическим данным, и осевой зоной разломов чехла, установленной российско-американским сейсмопрофилированием. На глубинах больше 17 км наблюдается изотропность коры и верхов мантии. Установлено, что глубинные разломы на западном и восточном побережьях озера имеют различный генезис: на западном побережье разломы связаны с более молодой вулканической деятельностью, углы падения разломов на западном побережье, в целом более

пологие, чем на восточном, с направлениями тех и других на юг и юго-восток. Определено, что в пределах обнаруженных зон породы фундамента, несмотря на их разуплотненность, на 25 % более намагниченны, чем на сопредельных участках, что связано с их большей основностью. Эти зоны трактуются нами как участки растяжения.

Приведём более точное описание грави-магнитного метода совместного анализа полей Δg и ΔT_a , реализующего аналитическое и численное моделирование с помощью двух определений трансформанты указанных исходных полей. Первое из них вытекает из уравнения

$$U + C = V_x k_x + V_y k_y + V_z k_z, \quad (1)$$

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 её, найдём k_x, k_y и 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 напряжённости магнитного поля Земли по направлению единичного вектора γ ($\Delta T_a = -U\gamma$). 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

$$D = k = (k_x^2 + k_y^2 + k_z^2)^{\frac{1}{2}}, \quad (2)$$

$$i = \operatorname{arctg}(k_y/k_x), j = \operatorname{arctg}(k_z/(k_x^2 + k_y^2)^{\frac{1}{2}}). \quad (3)$$

Другое определение трансформанты получим после дифференцирования уравнения (1) по x, y, z

$$G_{ij} k_i = T_j, \quad (4)$$

где G_{ij} – система уравнений вторых производных гравитационного потенциала, составляющая симметричный тензор второго ранга; T_j ($j = 1, 2, 3$) – компоненты вектора, являющегося градиентом магнитного потенциала U : $\mathbf{T} = \nabla U = iU_x + jU_y + kU_z$; суммирование производится по повторяющемуся индексу i , а величины k_i ($i = 1, 2, 3$), входящие в уравнение (4), 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

$$D = (k_1^2 + k_2^2 + k_3^2)^{1/2} = (k_x^2 + k_y^2 + k_z^2)^{1/2} = \\ = J/f\sigma (\cos^2 \alpha_x + \cos^2 \alpha_y + \cos^2 \alpha_z)^{1/2} = J/f\sigma, \quad (5)$$

где $\alpha_x, \alpha_y, \alpha_z$ – углы между вектором k и соответствующими осями координат.

В двумерном случае D -функция вычисляется следующим образом

$$D(x,z) = |k(\zeta)| = |T(\zeta)/G'(\zeta)| = (|Z|^2 + |H|^2)/(V_{xz}^2 + V_{zz}^2)^{1/2}, \quad (6)$$

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 грави-магнитных полей. Если поле создаётся источниками с постоянным отношением намагниченности J к плотности пород σ , то уравнения (1), (4) и (6) с точностью до постоянной величины являются известными соотношениями Пуассона. При этом трансформанта (уравнения (2), (5) и (6)) 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), (5), (6), 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 полу平面ости, двух полу平面остей, – так и для трёхмерных – точечных (шарообразных) масс. Также проведены численные расчёты на профильных и пространственных призмообразных моделях, а также на моделях реальных геологических сред.

Например, найдём 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 полу平面ости, 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 (6),

$$D^2 = J(-\rho_1(\zeta - \zeta_2) + (\zeta - \zeta_1)^2/(f\lambda_1(-\rho(\zeta - \zeta_2) + (\zeta - \zeta_1)^2))), \quad (7)$$

где $\mathbf{j} = j e^{i\alpha_1}$, $\mathbf{J} = J e^{i(\alpha_2 + \theta)}$, $\rho = \lambda/\lambda_1$, $\rho_1 = \mathbf{j}/\mathbf{J}$ и подразумевается, что $J \neq 0$, $\lambda_1 \neq 0$.

В равенстве (7) в числителе и знаменателе находятся квадратные трёхчлены относительно текущей координаты ζ . Следовательно, D -функция определяется в общем случае двумя нулевыми и особыми точками. Приравняв нулью, в одном случае, числитель, а в другом, – знаменатель уравнения (7), найдём 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

$$H_g = l(\rho + (\rho^2 + 2\rho)^{1/2}),$$

$$H_m = l(\rho_1 + (\rho_1^2 + 2\rho_1)^{1/2}),$$

где $\rho = \lambda/2\lambda_1$, $\lambda = \sigma_1\pi r^2$, $\lambda_1 = \sigma_2/l\beta_x$ и $\rho_1 = j/2J$, $j = j_1\pi r^2$, $J = j_2/l\beta_x$.

Другие модели при решении прямой и обратной задач геофизики для аномалий D -функции выводятся аналогичным образом [1]. Интерпретация полей D -функции приведена выше на примерах Хатангской и Байкальской впадин.

Литература

1. Шеремет О.Г. Аналитическое и численное моделирование гравимагнитных полей для получения новой информации о структурах земной коры и нефтегазоносности // Нефть и газ юга России, Чёрного, Азовского и Каспийского морей. Материалы 7-й Международной конференции по проблеме нефтегазоносности Чёрного, Азовского и Каспийского морей. Геленджик: ГНЦ ФГУГП Южморгеология, 2010. С. 39–43.

Т.И. Шиловская, А.П. Шиловский¹

Возраст образования траппов Восточно-Европейской платформы

Трапповый магматизм в разное время происходил на всех платформах. Нередко он происходил одновременно в весьма удаленных рай-

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

онах планеты. Извержения траппов часто приурочены к другим крупным геологическим событиям: расколу континентов, массовым вымираниям видов, изменениям магнитного поля Земли. Для траппового магматизма характерны силовые интрузии и крупные базальтовые покровы. Лавовые потоки, изливаясь на поверхности, быстро заполняют естественные углубления, долины рек и т. п. После этого базальты изливаются на плоской равнине. В силу низкой вязкости базальтовых расплавов мagma может течь на несколько десятков километров. При трапповых извержениях часто нет четко выраженного кратера, и постоянного центра извержений. Лава изливается из многочисленных трещин, и заливает пространства сравнимые с площадью, например, Европы (нередко более 1 млн км²). Примером траппового поля является Тунгусское трапповое поле в пределах Восточно-Сибирской платформы.

Однако если ознакомится с существующими литературными источниками, такое грандиозное геологическое явление как трапповый магматизм весьма умеренно проявился на территории Восточно-Европейской платформы. Так, отмечаются траппы протерозойского возраста в строении Брестской (Беларусь) и Волынской (Украина) впадин, в строении Воронежского и Украинского щитов и отдельные проявления в отложениях девонского возраста севернее вплоть до Кольского полуострова [1], где проявление протерозойского траппового магматизма становится обычным явлением для строения всей Скандинавии.

По мнению ряда авторов [2], магматические процессы систематически омолаживаются с запада на восток. Максимум их проявления на Восточно-Европейской платформе приходится на девонское время (рис. 1).

Наши исследования фактического материала позволяют уточнить схему (рис. 1), показав примерную зональность магматических процессов в пределах Восточно-Европейской платформы, которая сохраняет тенденцию омоложения с запада на восток, однако, уже в пределах самой платформы. Западные территории имеют протерозойский возраст магматической активизации, восточные (восточнее Среднерусской зоны глубинных разломов) – нижнепалеозойский возраст (рис. 2).

Кроме того, проведенная корреляция позволила выявить следующую закономерность – к востоку и юго-востоку от скважин Дьяконовская, Гаврилов Ям, Щелковская в разрезах скважин Солигаличская, Рослятинская, Нейская, Непейцинская, Касимовская наблюдается выпадение из разреза почти 500-метровой толщи нижнепалеозойских отложений. Этот факт позволяет сделать вывод о существовании зоны глубинных разломов юго-западного–северо-восточного простириания (рис. 2). К востоку и юго-востоку от разлома девонские отложения залегают непосредственно на отложениях верхнего протерозоя. Выявленная закономерность позволяет достаточно просто объяснить сложное строение разреза додевонских отложений, вскрытых Павловопосадской скважи-

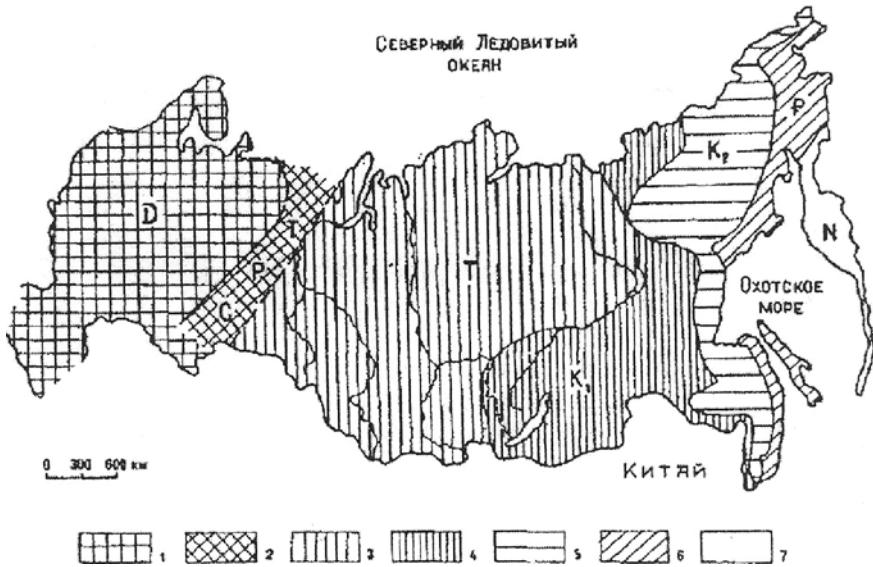


Рис. 1. Пространственно-временная зональность северной части Евразии, отражающая периодичность тектономагматических процессов [2].

Зоны: 1 – девонская (D); 2 – совмещенные, последовательно проявившиеся зоны Урала: карбоновая (C), пермская (P), триасовая (T); 3 – триасовая (T); 4 – нижнемеловая (K₁); 5 – верхнемеловая (K₂); 6 – палеогеновая (p); 7 – неогеновая (N)

ной, тем, что скважина была пробурена в зоне разломов, по которым происходило смещение блоков додевонских отложений. В нижней части разреза вскрыты отложения западной части, в то время, как верхняя половина разреза додевонских отложений характерна для восточной части синеклизы.

Додевонская толща в пределах территории неоднородна. По системе глубинных разломов, ориентированных с юго-запада на северо-восток, в силурийское–раннедевонское время (каледонская фаза тектогенеза) произошло смещение блоков пород, в результате которого восточный блок оказался поднятым. В раннедевонское время поднятая часть додевонских отложений была размыта. В результате чего в разрезах скважин, пробуренных на востоке синеклизы, нижнепалеозойские отложения отсутствуют.

Литература

1. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). 2001, М.: Начальный мир, 606 с.
2. Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина основной геологической периодичности и глобальных перестроек // Вестник АН РФ. 1997. Т. 357, №6. С. 797–880.

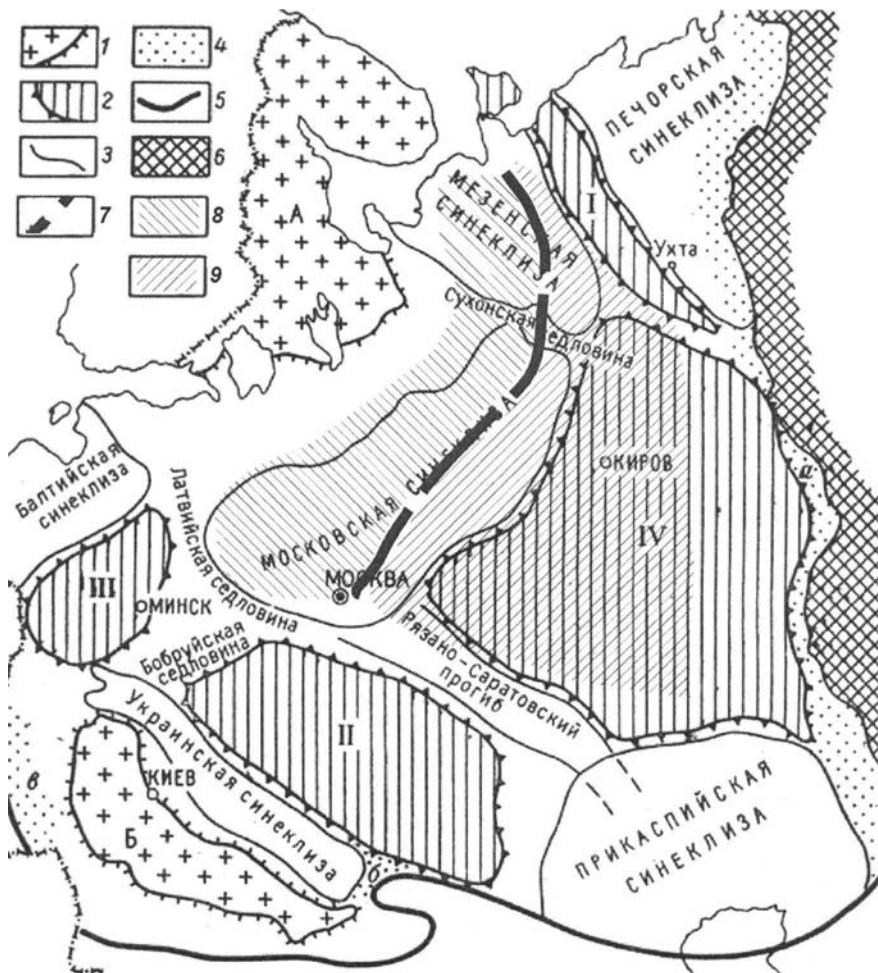


Рис. 2. Схема региональной тектоники Восточно-Европейской платформы.

1 – щиты: А – Балтийский, Б – Украинский, или Азово-Подольский; 2 – региональные поднятия: I – Тиманская гряда, II – Воронежский массив, III – Белорусский массив, IV – Волго-Уральская антеклиза; 3 – границы синеклиз; 4 – передовые прогибы: а – Предуральский, б – Предднепрский, в – Предкарпатский; 5 – южная граница платформы; 6 – Урал; 7 – предполагаемая зона глубинных разломов; 8 – протерозойский возраст магматической активизации; 9 – нижнепалеозойский возраст магматической активизации

Тектоно-геодинамические обстановки формирования сверхглубоких бассейнов Баренцево-Карской континентальной окраины

В пределах рассматриваемой континентальной окраины сконцентрирован ряд глубочайших впадин и прогибов. К наиболее значимым из них относятся Восточно-Баренцевский мегабассейн, где мощность палеозойско-мезозойского осадочного чехла в депоцентрах троговой системы составляет не менее 18–20 км. В Южно-Карском бассейне, с пермско-триасовой рифтовой системой в основании, осадочный чехол достигает 12–14 км [1, 2, 4, 6, 8, 14]. В прогибах Северо-Карской плиты отметки наиболее погруженных зон фундамента находятся на глубинах от 12 до 16 км (возможно и более) [2, 5, 8, 9, 11–14].

Современная структура осадочного чехла и консолидированной коры региона формировалась в течение последних 700–800 млн лет. Этот отрезок геологического развития может быть подразделен на три основных этапа [3, 4, 10]. Первый наиболее длительный этап, охватывает конец неопротерозоя и весь палеозой. Он соответствует отрезку времени в течение, которого завершился распад Родинии и проходило становление последней Пангеи. Второй этап позднепермско-раннеюрский, отвечает времени существования Пангеи в качестве единого суперконтинента ограниченного со всех сторон зонами субдукции. На этом отрезке времени подавляющая часть Пангеи развивалась в тектоническом режиме сводово-глыбового орогенеза, обусловленного геодинамическими процессами, проходящими на уровне литосферы (изостатическое выравнивание) и нижней мантии (плом-тектоника). Третий этап юрско-кайнозойский, распадается на два подэтапа: юрско-меловой и позднемеловой–кайнозойский, отвечающих формированию соответствующих генераций молодых океанических спрединговых бассейнов при распаде Пангеи.

В течение первого этапа под воздействием геодинамических процессов на окраинах литосферных плит формируются аккреционные, коллизионные и аккреционно-коллизионные складчатые сооружения, которые в настоящее время слагают полихронный комплекс консолидированной коры региона. Так, докембрийские структурно-тектонические комплексы (кадомиды) консолидированной коры Тимано-Печорской и Северо-Карской плит, это вероятный результат аккреционных процессов на активной окраине суперконтинента Родиния. Додевонские комплексы (каледониды) основания Сvalльбардской плиты сформированы

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

под воздействием коллизионных процессов в зоне столкновения Восточно-Европейского и Северо-Американского палеозойских континентов. Палеозойские (каледонско-герцинские) комплексы в основании чехла Карско-Хатангской плиты – это итог длительных аккреционных процессов проходивших на окраинах Казахстанского континента обращенных к Обь-Зайсанскому океану и коллизионных процессов при соединении Сибири с Лаврентией. Одновременно с наращиванием новых объёмов консолидированной коры вдоль границ литосферных плит и в швах их столкновения, по периферии этих областей (коллизионно-либо аккреционно-складчатых сооружений), в осадочных бассейнах, идет накопление платформенных комплексов палеозоя, которые слагают нижние части разреза осадочного чехла Сvalльбардской (эпикаледонской), Северо-Карской и Тимано-Печорской (эпипайкальских), и Карско-Хатангской (эпипалеозойской) плиты.

Второй этап в развитии региона (конец перми, триас и начало юры) это время становления в его пределах новой генерации эпиконтинентальных бассейнов различного типа: внутриконтинентальных глубоководных морей, межгорных впадин и предгорных прогибов. В этот период времени, рассматриваемый регион располагался в пределах северной пассивной окраины последней Пангеи в области сочленения Урало-Монгольского внутриконтинентального пояса сводово-глыбовых поднятий с Южно-Ануйским океаном. Осадочные бассейны новой генерации группируются в два пространственно разобщенных ареала. К юго-востоку от Урала, Пайхоя, Новой Земли и Таймыра, в пределах Урало-Монгольской области сводово-глыбовых поднятий, в конце триаса закладывается Карско-Хатангский бассейн типа межгорных впадин, наложенный на структуры предшествующего этапа. На западе, вдоль границы области сводово-глыбовых поднятий и эпипайкальской платформы формируется система предгорных бассейнов (Косью-Роговский и Коротаихинский), наследующая предшествующие им передовые прогибы. На востоке и севере, вдоль границы эпикаледонской платформы со структурами Южно-Ануйского океана, формируется Восточно-Баренцевоморский бассейн типа внутренних континентальных морей, который наследует предшествующий ему палеозойский периконтинентальный бассейн. Мощность только верхнепермско-триасовых терригенных отложений, залегающих поверх карбонатного комплекса позднего палеозоя, достигает здесь 10–11 км (рисунок) [7].

Третий, заключительный этап (юра, мел и кайнозой) – это период развития Баренцево-Карского региона в режиме пассивной континентальной окраины, которая протягивалась далеко на запад, включая Гренландию и Северо-Канадский шельф. Важно отметить, что эта окраина постоянно подвергалась деструкции, вначале под воздействием спрединговых центров со стороны Пацифики, а затем (начиная с позд-

него мела) со стороны Атлантики [7]. В этот период времени в пределах региона, формируется система протяженных мегабассейнов кратогенного типа. Они образуют два ареала (пояса) прогибания: западный – Печоро-Баренцево-Северо-Карский, и восточный, представленный Западно-Сибирским, Южно-Карским и Хатангским бассейнами, разделенных Уральским, Пайхой-Новоземельским и Таймырским кряжами [7, 9].

Таким образом, в рассматриваемом регионе платформенный режим развития установился в различное время: на территории Северо-Карской плиты и, вероятно, Восточно-Баренцевской мегавпадины – в позднем венде; Тимано-Печорской плиты – в ордовике; Свальбардской плиты – в верхнем девоне; Карско-Хатангской плиты – в конце ранней юры. Этот режим неоднократно нарушился фазами активизации тектонических движений. Только в фанерозое, выделяется несколько пиков активизации тектонических движений. Одни из них, совпадающие по времени с периодами общего растяжения литосферной плиты, сопровождались утонением земной коры, усилением погружения, формированием рифтовых структур и проявлениями базальтоидного магматизма (позднесиурийско-раннедевонский, позднедевонско-ранекарбоновый, позднепермско-раннетриасовый, позднеюрско-раннемеловой). Другие фазы совпали с периодами общего сжатия – с формированием внутриплитных дислокаций, общим подъемом территории и размывом верхних горизонтов коры (предфранский, позднепермско-триасовый, преддюрский, предмеловой, палеогеновый и неоген-четвертичный).

Следует отметить, что в позднепалеозойско-раннемезозойское время Восточно-Баренцевский и Южно-Карский бассейны развивались в тесном геодинамическом взаимодействии, как своеобразная тектонопара. В этом отношении интересны данные о сопоставлении глубинной структуры литосферы бассейнов. Земная кора в обоих резко утоненная (около 30 км). При этом в Южно-Карской впадине, насколько об этом позволяют судить структурно-геологические модели, основные поверхности раздела земной коры (Мохо, домезозойского фундамента) располагаются гипсометрически выше, чем в Южно-Баренцевской впадине. Однако уровни теплового режима недр в этих бассейнах находятся в обратном соотношении. Значения плотности теплового потока более глубокого (18–22 км) Южно-Баренцевского бассейна составляют около $100\text{--}150 \text{ мВт}/\text{м}^2$, тогда как в Южно-Карском (при максимальных глубинах фундамента 14–15 км) они зафиксированы в пределах $70\text{--}75 \text{ мВт}/\text{м}^2$ [11]. Эти данные свидетельствуют о различном времени протекания глубинных процессов, обусловивших разогрев недр, который сопровождался подъемом и эрозией верхних горизонтов земной коры. В Южно-Карском бассейне пик этих процессов приходится на начало триаса, а завершение – на конец средней юры, и связаны они с затуханием ороге-

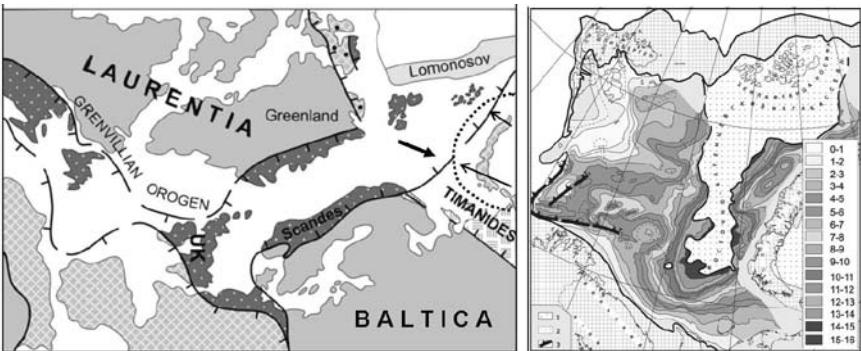


Рисунок. Палеогеодинамическая реконструкция на поздний мел [15] с дополнениями и изменениями, иллюстрирующая возможное положение фронта каледонской деформации и распространение ареала позднегерцинско-раннекиммерийского стресса (точечный пунктир) в Баренцево-Карском регионе. Справа отражение конфигурации и структуры сверхглубокого Восточно-Баренцевского мегабассейна в рельефе поверхности позднепалеозойских карбонатов (изогипсы гор. Ia) [7]

неза в пределах Урало-Монгольского пояса сводово-глыбовых поднятий. В Южно-Баренцевской впадине эти процессы более поздние. Они, вероятней всего, связаны с ранними стадиями раскрытия, а затем и формированием Арктического океана.

Вместе с тем, нельзя исключить, что сверхглубокий тектонический облик Восточно-Баренцевского мегабассейна оформился в палеозое и мезозое под воздействием трех фаз тектогенеза – каледонской, герцинской и раннекиммерийской с последовательно акцентированным унаследованным наложением соответствующих генераций форландовых бассейнов (рисунок).

Литература

1. Астафьев Д.А., Скоробогатов В.А., Радчикова А.М. Грабен-рифтовая система и размещение зон нефтегазонакопления на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2008. № 4.
2. Богданов Н.А., Хайн В.Е., Шипилов Э.В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // Докл. РАН. 1997. Т. 357, № 4. С. 511–515.
3. Волож Ю.А., Антипов М.П., Шипилов Э.В., Малышев Н.А. Комплексные четырехмерные модели нефтегазоносных осадочных бассейнов восточной окраины Восточно-Европейского палеозойского континента // Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа и развития нефтегазового комплекса России (Программа ОНЗ РАН). М.: ГЕОС, 2007. С. 95–107.

4. Каленич А.П., Морозов А.Ф., Орго В.В. и др. Магматизм и тектоника Вайгачско-Новоземельского орогена // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 20–25.
5. Матвеев Ю.И., Верба М.Л., Липилин А.В., Рослов Ю.В., Эринчек Ю.В. Основные итоги десятилетних региональных комплексных исследований на Баренцево-Карском шельфе // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 3–6.
6. Никишин В.А., Малышев В.А., Никишин А.М., Обметко В.В. Поздне-пермско-триасовая система рифтов Южно-Карского осадочного бассейна // Вест. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 6. С. 3–9.
7. Шитилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
8. Шитилов Э.В., Богданов Н.А., Хайн В.Е. Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 605–608.
9. Шитилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 1. С. 75–92.
10. Шитилов Э.В., Волож Ю.А., Антипов М.П., Бондаренко Г.Е. Основные этапы тектоно-геодинамических преобразований в фанерозое Баренцево-Карского региона и его нефтегазоносность // Разведка и охрана недр. 2010. № 2. С. 8–12.
11. Шитилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
12. Шитилов Э.В., Шкарубо С.И. Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразиатско-Арктической континентальной окраины. Т. I. Литолого- и сейсмостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 266 с.
13. Шитилов Э.В., Шкарубо С.И. Новые данные о структуре комплексов основания Южно-Карского бассейна // Докл. РАН. 2011. Т. 438, № 1. С. 95–100.
14. Шитилов Э.В., Юнов А.Ю., Моссур А.П. Строение Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану в связи с деструктивными процессами // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 13–19.
15. Gee D.G., Juhlin C., Pascal C., Robinson P. Collisional Orogeny in the Scandinavian Caledonides (COSC) // GFF. 2010. V. 132. P. 29–44.

Топодепрессии Земли и физический механизм их образования

Топодепрессии как плеогеографические емкости впервые были выделены в 1961 г. М.Грачевским на примере Прикаспийской впадины. Позднее они стали рассматриваться под названиями пелагогенных, лабигенных, агрессивных, тафрогеных и других наименований тектонических структур Земли, с позиций новой глобальной тектоники их рассматривали как задуговые бассейны. В топодепрессиях уровень осадконакопления располагался ниже базиса наземной и шельфовой эрозии. Они создавались обычно несколькими импульсами вертикальных кратковременных тектонических движений (обрушений), и их глубина достигала 10–15 км [Шлезингер, 1998, 2011]. Скорость погружения в топодепрессиях на порядок и выше превышает скорость седиментации. Следовательно, конседиментационная тектоническая составляющая погружения в них практически отсутствует. Между импульсами кратковременных погружений топодепрессии представляли пассивные емкости или ловушки для осадочного материала.

Топодепрессии в большинстве случаев имеют мезозойско-кайнозойский возраст, но встречаются и более древние палеозойские структуры, к которым относятся Прикаспийская и Тимано-Печорская впадины. Не исключено, что некоторые из них имеют даже рифейско-вендский возраст (Центрально-Прикаспийская депрессия) [Гущин, 1993]. Встречаются и очень молодые топодепрессии. К ним, прежде всего, следует отнести Дербентскую котловину Среднего Каспия, еще не заполненную осадками и выраженную в батиметрии морского дна.

Топодепрессии приурочены преимущественно к областям континентальной домезозойской консолидированной коры, чаще всего фанерозойской. Лишь их периферийные части иногда перекрывают небольшие площади окраин мезозойско-кайнозойских подвижных поясов. Так, Черноморская топодепрессия накладывается на севере и юге на киммерийский подвижный пояс Горного Крыма и альпийский средиземноморский пояс Турции соответственно. Южно-Каспийская депрессия накладывается на севере на альпийский подвижный пояс Большого Кавказа, а на юге – на альпийский Средиземноморский пояс Эльбурса. Япономорская топодепрессия захватывает подвижный пояс Японской островной дуги. Изредка топодепрессии закладываются на океанической магматической коре, примером чего могут служить подобные

¹ Институт физики Земли РАН

² Геологический институт РАН

структурой в Северной Атлантике и Бискайском заливе, где они перекрываются меловым и кайнозойским осадочным чехлом океанических литосферных плит.

В пределах топодепрессий поверхность Мохо приподнята до 20–30 км по сравнению с сопряженными подвижными поясами и платформами. На акватории Средиземного моря поверхность Мохо располагается ниже поверхности фундамента на несколько км.

Топодепрессии имеют изометричную или округлую форму. Они ограничены флексурно-разрывными зонами, образующими бортовые обрамления. Их крутизна изменяется от 50–60° до первых градусов. Крупные наклоны тяготеют к областям сопряжения топодепрессий с мезозойско-кайнозойскими подвижными поясами, а пологие – с платформами. К подножью бортовые обрамления выполняются и переходят в пологие днища, осложненные крупными и мелкими выступами, которые отражают дифференцированные кратковременные погружения. Положительные формы палеорельефа возникают там, где величина кратковременного погружения уменьшалась.

Поверхности бортовых обрамлений подвергались площадной склоновой эрозии, связанной с мутьевыми потоками, проникающими со стороны шельфа на возникшие склоны и, как наждак, срезающие слои, накопившиеся до образования топодепрессии и испытавшие флексурно-разрывное погружение. Величина склоновой эрозии по латерали достигает первых километров, срезая снизу вверх слои бортового обрамления [5]. Последние осложняются также линейными врезами (каньонами), также связанными с мутьевыми потоками, и прорезающими до первых десятков километров сопряженные области шельфа.

Топодепрессии представляют замкнутые тектонические структуры, по всему периметру окруженные флексурно-разрывными зонами.

Седиментация в бассейнах топодепрессий при терригенном осадконакоплении происходит за счет гравитационного течения водной жидкости, приводящего к образованию турбидитов. При карбонатном осадконакоплении они покрываются тонкой пленкой пелагических и гемипелагических осадков. Однако их роль в захоронении топодепрессий ничтожно мала. В зонах привноса терригенного обломочного материала при крутизне бортов менее 5° происходит резкое разрастание толщины отложений, и максимальные значения турбидиты приобретают в наиболее пониженных зонах дна топодепрессий. В подножьях бортовых зон создаются склоновые шельфы. При крутизне бортов выше 5° и при любом его наклоне в зонах отсутствия привноса терригенного обломочного материала топодепрессия захороняется прислоняющимися на периферии слоями турбидитов. Они состоят из параллельно-слоистых тел, которые, если не затронуты постседиментационными тектоническими деформациями, залегают очень полого, практически горизон-

тально. Турбидиты распространены по дну бассейнов топодепрессий на многие сотни километров, равномерно распределяясь по всему периметру. При обильном выносе терригенного обломочного материала при его площадном разносе по периферии топодепрессии образуются клиноформы, протягивающиеся параллельно периметру топодепрессии. Толщины клиноформ обычно не выходит за пределы первых сотен метров, при их количестве – 3–6 – общая мощность клиноформ достигает первых километров. Клиноформы ступенчато спускаются в сторону днища топодепрессий. Типичным примером клиноформных тел могут служить артинские отложения юга Прикаспийской впадины. При линейном выносе терригенного обломочного материала образуются подводные конуса выноса, располагающиеся перпендикулярно к бортовым зонам топодепрессий. Они распространяются вглубь топодепрессий на первые сотни километров при толщине в несколько километров.

При карбонатном осадконакоплении бортовые флексурно-разрывные зоны топодепрессий наращиваются палеозойскими седиментационными карбонатными и карбонатно-терригенными уступами (клиньями). Такие уступы особенно характерны для Прикаспийской и Тимано-Печорской топодепрессий, в которых выделяется несколько возрастных уровней седиментационных уступов, общая высота которых достигает нескольких километров. На юго-западе Прикаспийской и в Бельской топодепрессиях зафиксированы верхнекаменноугольно-нижнепермские седиментационные терригенные уступы высотой до нескольких километров, связанные с утонением и выклиниванием систем подводных конусов выноса. Карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные уступы повсеместно осложнены площадной склоновой эрозией, латеральные составляющие которой измеряются первыми километрами.

Осадочные чехлы топодепрессий не вызывают дополнительное изостатическое прогибание, связанное с их весом. Это фиксируется их горизонтальным залеганием и повсеместным прислонением к неровностям рельефа ложа топодепрессий. Вероятно, это связано с резким уплотнением консолидированной коры, что приводит к увеличению ее скоростной характеристики.

Образование топодепрессий может быть вызвано подъемом аномальной мантии к подошве литосферы. В результате увлажнения и нагрева гранитной верхней коры и нижней коры, сложенной габбро, происходит уменьшение их прочности, а также упругих и вязких свойств. В этих условиях главным системообразующим фактором является взаимодействие упругопластической литосферы с вязкоупругой астеносферой. Растекание астеносферного плюма увлекает литосферу за собой и возникающие вязкие силы вызывают ее погружение. Численный анализ выполненный для упругопластического литосферного слоя толщиной 60 км, покоящегося на астеносфере, показан на рис. 1. Предполага-

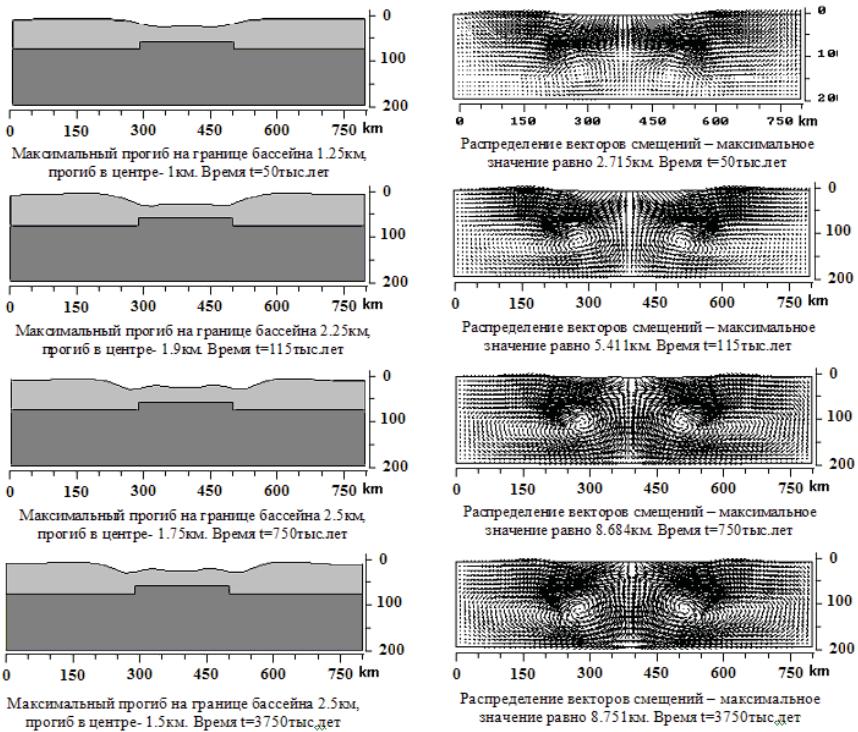


Рис. 1. Эволюция топодепрессии при заданных модельных условиях

ется, что при подходе аномальной мантии происходит разогрев литосферы и на ее подошве появляется область с размерами 200×20 км, и она приобретает вязкоупругие свойства нижележащей астеносферы.

На рис. 1 приведены формы осадочного бассейна и распределение векторов смещений на разных этапах формирования бассейна в моменты времени $t = 0.05, 0.115, 0.75, 3.75$ млн лет. Видно, что достаточно сложная поверхность дна осадочного бассейна формируется в следующей последовательности. Сначала дно погружается, затем в центральной части оно начинает подниматься, и образуются два локальных поднятия. Наиболее глубокие прогибы, равные 2.5 км, образуются на границах бассейна. Сдвиговое разрушение сначала охватывает всю область погружения, но затем локализуется в центральной части, причем поверхностный слой находится в условиях растяжения. Формирование топодепрессии происходит достаточно быстро (примерно за 4 млн лет).

Погружение земной коры может происходить в результате взаимодействия конвективной ячейки астеносферы с вышележащей литосферой. Конвективное движение в перегретом астеносферном слое возни-

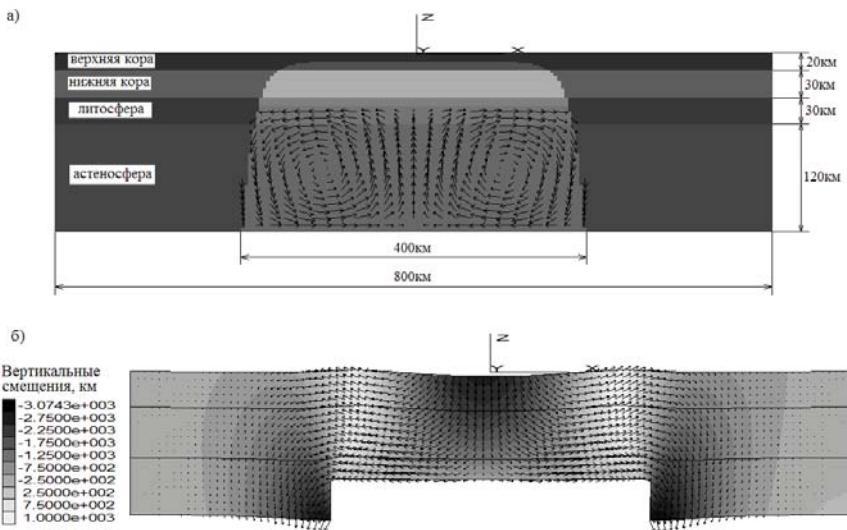


Рис. 2. Литосферный слой в начальном состоянии (а) и при развитии конвективной ячейки (б) в астеносфере

Расчеты показывают, что при максимальной скорости вращения ячейки, равной 1,1 см/год, максимальное погружение земной коры на 3 км в центральной части ячейки происходит за 0,5 млн лет (рис. 2б). При этом погружение сопровождается поднятием земной коры до одного километра на периферии ячейки.

кает в результате неустойчивости, порождаемой зависимостью плотности от разности температур.

Конвективные ячейки являются причиной горизонтальных и вертикальных движений литосферы. При этом в литосфере должны возникать значительные напряжения, деформации и прогибы, заполняемые с течением времени осадками.

Рассмотрим литосферный слой толщиной 80 км, покоящийся на астеносфере толщиной 120 км, длина слоя 800 км (рис. 2). При подходе аномальной мантии происходит разогрев литосферы и на её подошве появляется область со свойствами вязкой астеносферы. Увеличение температуры коры приводит к уменьшению механических характеристик земной коры.

Будем исходить из того, что в пределах аномальной астеносферы вначале формируется конвективная ячейка (рис. 2а), которая с течением времени движения в астеносфере охватываю прилегающие области.

Следует отметить, что погружение литосферы над астеносферным выступом, приводит к увеличению температуры на границе Мохо за счет возрастания проницаемости литосферы в области максимальных объемных деформаций над конвективной ячейкой и мощного осадочно-

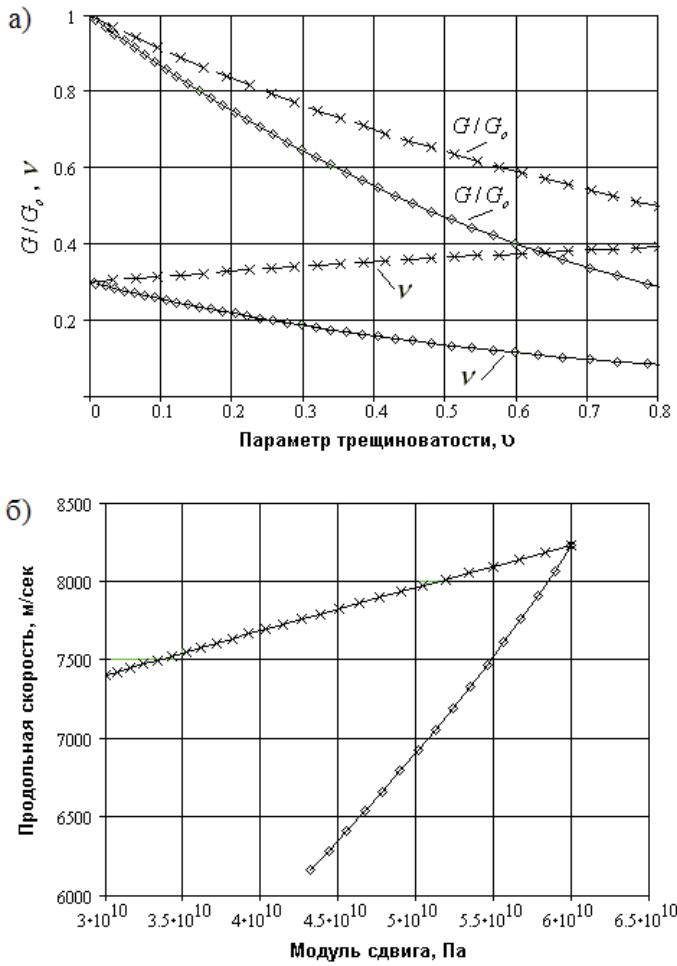


Рис. 3. Зависимость отношения G/G_o и коэффициента Пуассона v от параметра трещиноватости v (а) и зависимость скорости продольных волн от модуля сдвига (б). Крестиками отмечены кривые построенные для среды с сомкнутыми трещинами, ромбиками – для дилатационных трещин

го чехла. Перегрев консолидированной континентальной коры, вызывает закрытие трещин в результате эффекта керамизации (спекания материала) [6]. Если предположить, что нижняя часть консолидированной коры и прилегающая литосфера сложена одинаковыми породами и отличаются степенью трещиноватости, то возрастание сдвиговой жесткости (модуля сдвига) за счет закрытия трещин приведет к резкому поднятию границы Мохо и в составе консолидированной коры останется ее

меньшая по толщине трансформированная высокоскоростная верхняя часть [1, 2].

Количественная оценка изменений модуля сдвига G и коэффициента Пуассона материала v с увеличением показателя трещиноватости v показана на рис. 3а. Согласно рисунку модуль сдвига существенно зависит от показателя трещиноватости v . В то же время коэффициент Пуассона практически не меняется во всем диапазоне изменения v для среды с сомкнутыми трещинами. Возрастание модуля сдвига при керамизации консолидированной коры приводят к увеличению продольных сейсмических скоростей, как показано на рис. 3б для среды с сомкнутыми и дилатационными трещинами.

В результате нижняя часть консолидированной коры приобретает мантийные скорости и граница Мохо резко поднимается в составе консолидированной коры.

Выполненный анализ позволяет оценить физический механизм образования топодепрессий на основных этапах их формирования.

Литература

1. Гарагаш И.А., Шлезингер А.Е. Природа подъема Мохо глубоководных осадочных бассейнов черноморского типа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 4. С. 3–6а.
2. Гарагаш И.А., Шлезингер А.Е. Типы конвективных ячеек и создаваемые ими тектонические структуры // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 6. С. 3–8б.
3. Грачевский М.М. Палеогеоморфологические предпосылки распространения нефти и газа. М.: Недра, 1974. 136 с.
4. Гущин Е.С., Жасклепов Б.Б., Николенко В.П., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е. Строение и развитие восточной и юго-восточной периферии Прикаспийской впадины в связи с общими закономерностями формирования глубоководных бассейнов по результатам сейсмостратиграфии // Разведочная геофизика. Обзор. АО «ГеоИнформмарк», 1993. 56 с.
5. Есин П.В., Захаров В.Е., Исмагилов Д.Ф., Шлезингер А.Е. Плоскостная подводная эрозия палеосклонов Черноморского бассейна // ДАН СССР. 1987. Т. 293. №6. С. 1445–1448.
6. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
7. Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. Тр. ГИН РАН. Вып. 512. М.: Научный мир, 1998. 144 с.
8. Шлезингер А.Е. Тектоненез и седиментогенез по данным сейсмостратиграфии и ее возможности в интерпретации осадочных (осадочно-вулканогенных) бассейнов // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2011. Т. 86. Вып. 6. С. 3–24.

Перестройка границы М в связи с подъёмом предостроводужного мантийного диапира

Обсуждение заявленной темы основано на материалах изучения всех комплексов оphiолитов во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский, Охотское море. Изучались все предостроводужные комплексы оphiолитов и пограничные вулканогенно-осадочные формации. Рассмотрены типичные палеодуги:

1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет, готерив–баррем); 2) развитая приокеанская (хр. Кумроч на Камчатке, кампан–палеоцен); 3) примитивная приокеанская (Восточный Сахалин, альб–кампан, о-в Карагинский, мастихт–палеоцен). Диапировые внедрения оphiолитов выходят на поверхность на полуострове Шмидта (Северный Сахалин) с образованием большой (1.5–2.0 км) воронки взрыва газов (ручей Тарычах). Как показал структурно-формационный анализ внедрение диапира происходило в условиях значительной структурной перестройки предостроводужной зоны примитивной палеодуги при растяжении предостроводужья, сопровождаемого отодвиганием, откатом желоба в востоку в пределах современного Охотского моря. Подобная геодинамическая обстановка формирования оphiолитов рассмотрена в обзорной статье А.Д. Чехова [1]. Впадина Дерюгина в акватории Охотского моря представляет остаточную часть желоба глубиной 12 км с осадками поздне-кайнозойского времени. Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмок массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет, почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии [2, 3]. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мкг [3]. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубинах до 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности, Марианского, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчёте на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию.

Начало формирования оphiолитового диапира связано с мантийной серпентинизацией дунит-гарцбургитовых ультрабазитов в восстановительных условиях в результате образования анионов (ОН) за счёт окиси

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, bivrmrzb@mtu-net.ru

углерода и водорода при участии никелиевого катализатора по схеме: $Mg_2Si_0_4 + Mg_2Si_2O_6 + 4CO + 12H_2 \xleftarrow{Ni} Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8 + 4CH_4$ [4]. Установлено, что в процессе ранней петельчатой безмагнетитовой серпентинизации за счёт оливина образовались антигорит с параметром элементарной ячейки $a = 35,5\text{\AA}$ и природный сплав железо-никель состава тэннита (35–40 ат.% Ni) в виде мельчайших (2–5 мкм) включений в антигорите. В изученных серпентинах обнаружены H_2 , CH_4 , CO [4]. Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40–50 км подтверждено экспериментальными, термодинамическими данными ($T=450\text{--}600^\circ C$, $P=13\text{--}16$ кбар), характеристиками изотопного состава водорода и кислорода и расчётом баланса вещества [4]. Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40–50 км по данным Г.Буалло [5] 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. На глубине 40–50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого–Беньоффа, трассируемой очагами землетрясений [5]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъёмом диапира или колонны диапиров флюидонасыщенных пластичных серпентинитов. Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной, с формированием слоев глубинного (25–30 км) биметасоматоза, подтверждаются исследователями для Марианской островодужной системы [6]. Серпентиниты в результате адиабатического всплытия разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением, при растяжении свода диапира были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: полосчатым, габброидным, параллельных даек, спилит-кератофировым, состоящими в совокупности офиолитовую ассоциацию. Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов: от высокотемпературных ($T=900^\circ C$) и глубинных (30 км) в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов ($550\text{--}350^\circ C$) [7]. С прорудированием блоков офиолитов в предостроводужные флишоидные комплексы, связанные биметасоматические слои (диопсид, ксонотлит) в зонах субвертикальных контактов песчано-глинистых пород с серпентинитами. Образование биметасоматических слоев, судя по особенностям кристаллической структуры ксонотлита $[(K_{0.02}Na_{0.04}Ca_{5.76}Mg_{0.09}Fe^{2+}_{0.06}Si_{5.96}Al_{0.04})O_{18}(OH)_2]$, а именно по удвоению параметра с до 14\AA , происходило при температурах не ниже $400\text{--}350^\circ C$ [8]. Эти принципиально новые данные объяс-

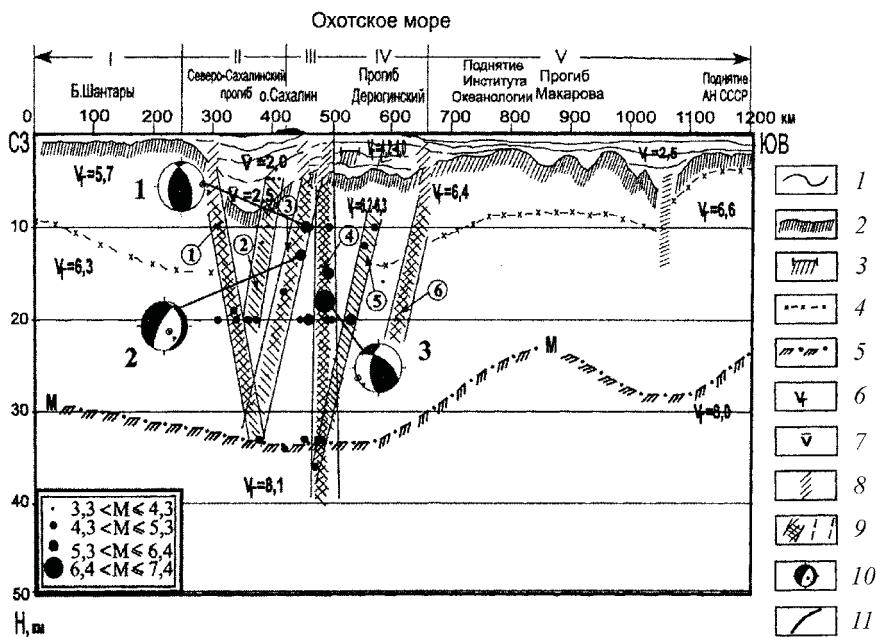


Рисунок. Глубинный разрез земной коры, построенный по сейсмическим данным и совмещенный с разрезом гипоцентров землетрясений в западной, центральной и восточной частях по профилю Шантары-Матуя [10].

1–5 – сейсмические границы: в осадочном чехле по данным МОВ ОГТ (1), связанные с подошвой осадочных отложений – кровлей фундамента (2), по данным КМПВ (3) и ГСЗ (4) в земной коре и связанные с подошвой земной коры, поверхностью Мохо (5); 6, 7 – граничные и средние сейсмические скорости, км/с; 8, 9 – положение разломов в земной коре по сейсмическим и геологическим данным, согласно [1, 4] (8) и сурбвертикальные зоны гипоцентров землетрясений (9) и их номер; 10 – стереограмма механизмов очагов землетрясений. На вставке на разрезах кружками показаны гипоцентры землетрясений и значения их магнитуд

нимы с позиций диапирового становления офиолитовой ассоциации, в Сахалинскую фазу тектогенеза в конце плиоцена – начале постплиоцена [7].

Офиолитовые сутуры отгораживают кайнозойский нефтегазоносный бассейн Северного Сахалина и часть акватории Охотского моря с залежами нефти, газа и газогидратов.

Большая часть газогидратов сконцентрирована на восточном склоне о-ва Сахалин в зоне подъёма офиолитового диапира и в палеожелобе, представленном впадиной Дерюгина [9].

Грубый расчёт ($2000 \times 20 \times 5$ км³) показывает потери ультрабазитового вещества вместе с углеводородными флюидами в объёме 200000 км³. Такое “опустошение” верхней мантии несомненно сказалось на понижении уровня границы М. Так, по данным изучения глубинного сейсмического разреза по профилю Шантары-Матуа в зоне подъёма диапира прослеживается понижение границы М на 4 км на расстоянии в 500 км (рисунок). Это понижение границы М компенсирует половину поднятого диапиром мантийного вещества. Возмещение “потерь” компенсируют глубинные магматические интрузии, с чем связан подъём в этой зоне астеносферных слоёв [11].

Литература

1. Чехов А.Д. Офиолиты Корякского нагорья и палеодинамические обстановки их формирования // Матер. IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканизму. “Вулканализм и геодинамика”. Ин-т вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 115–118.
2. Сычев П.М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966. 124 с.
3. Корнев О.С. Геомагнитные образования в фундаменте Охотоморской плиты // Тихоокеан. Геол. 1990. №2. С. 59–113.
4. Юркова Р.М. Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: ГЕОС, 2002. С. 98–107.
5. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
6. Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P. 355–366.
7. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56–67.
8. Clark S.P., Scharer J.F., Neufville J. Phase relations in the system CaMgSi₂O₆ - CaAl₂SiO₆ – SiO₂ at low and high pressure // Cargenie Insl. Wash. Yb. 1962. V. 61. P. 59–69.
9. Обжиров А.И. Миграция углеводородов из недр к поверхности и формирование нефтегазовых залежей и газогидратов в Охотском море в период сейсмотектонических активизаций // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 359–362.
10. Злобин Т.К., Полец К.Ю. Глубинный разрез Земной коры, гипоценитры землетрясений и их механизмы по профилю Шантары-Матуа // Тектоника и глубинные строения Востока Азии. Доклады всерос. конф. Косыгинские чтения. 20–23 января 2009 г. С. 268–273.
11. Ломтев В.Л., Литвинова А.В. К структурному строению восточной окраины Сахалина // Тектоника, магматизм и геотектоника Востока Азии. Матер. всерос. конф. Косыгинские чтения. 12–15 сент. 2011 г. Хабаровск. С. 512–515.

О природе окраинных морей Западной Пацифики

Окраинные моря Западной Пацифики, от Охотского моря на севере до Южно-Китайского моря на юге располагаются в тыловых частях островных дуг и их относят к задуговым. Формирование впадин этих морей, по многим признакам имеющим рифтогенное происхождение, принято так или иначе связывать с субдукцией. Возникает вполне резонный вопрос: каким образом могут существовать ориентированные вдоль островных дуг структуры растяжения, каковыми являются задуговые рифты, на фоне интенсивнейшего сжатия, сопровождающего погружение океанического слэба в зоне субдукции? Наиболее известной для объяснения этого противоречия является модель, согласно которой при погружении вдоль зоны субдукции океанического слэба на определенную глубину входящие в его состав базальты и часть перекрывающих эти базальты осадочных пород, попадали в область частичного или полного плавления. Образующиеся при этом магмы преимущественно андезитового состава выдавливались в верхние слои литосферы подобно диапирам с образованием на поверхности земли рифтовых структур [4]. Однако остается неясным, почему при том же сочетании условий тыловые структуры растяжения отсутствуют, например, в Андах?

Дальнейшие исследования также выявили ряд моментов, не укладывающихся в эти представления. В частности, исследования базальтов задуговых бассейнов показало, что они образованы в процессе смешения нескольких источников, включающих как субдукционные, так и внутриплитовые и СОХовские компоненты. Именно такого рода вулканиты доминируют в наилучшим образом изученных в этом отношении разрезах кайнозоя дна Японского моря и его обрамления, в то время, как вулканиты с типично субдукционными геохимическими характеристиками в этих разрезах отсутствуют практически полностью. Совмещение геохимических признаков разных источников магм составляет, как показали исследования А.И. Ханчука, В.П. Симаненко, Ю.А. Мартынова др., характерную особенность базальтов границ скольжения литосферных плит, резко отличающихся по этому признаку от надсубдукционных базальтов [2, 3 и др.].

Непременное присутствие в составе источников глубинных, внутриплитных компонентов заставляет предполагать их проникновение в об-

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия; E-mail golozubov@fegi.ru

ласть выплавления и смешения магм через какие-либо разрывы («окна») в погружающихся слэбах. Структурами, наилучшим образом обеспечивающими формирование таких «окон», являются, по-видимому, приуроченные к границам скольжения плит сдвиговые системы с их близвертикально ориентированными зонами присдвиговых растяжений. Такие зоны проникают сквозь всю литосферу и обеспечивают поступление мантийного материала в зоны смешения и выплавления базальтовых магм.

В этой связи особого внимания заслуживают модели, акцентирующие внимание на контролирующей роли сдвиговых дислокаций в процессе формирования и заполнения окраинно-континентальных рифтов. Применительно к впадине Японского моря такая модель разработана достаточно давно, до настоящего времени она уточняется и дополняется [1, 5]. В рамках этой модели предполагается, что впадина Японского моря представляет собой структуру присдвигового растяжения (pull-apart basin), образовавшуюся на участке схождения несоосных право-сдвиговых систем меридионального простирания – Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской. Доминанта кайнозойских правосдвиговых перемещений вдоль разломов такого же направления, ограничивающих окраинные бассейны Восточно-Азиатской окраины, просматривается и южнее, как минимум, до Южно-Китайского моря. Правосдвиговый геодинамический режим, реконструируемый для кайнозоя вдоль восточно-го обрамления Евразии, является, по-видимому, отражением его перемещений на север и северо-восток относительно плит Западной Пацифики. Эти перемещения, в свою очередь, связаны, как предполагается, с Индо-Евразийской коллизией [6].

Таким образом, задуговые бассейны, составляющие обязательный структурный элемент активных окраин «япономорского» типа, по своей природе не имеют никакого отношения к субдукции и их формирование отражает эпизоды скольжения океанических плит Западной Пацифики вдоль восточного обрамления Евразии. Этот вывод может иметь важное значение при составлении геодинамических реконструкций древних орогенных поясов.-

Литература

1. Павлютин Б.И., Голозубов В.В. Палеоботанические свидетельства времени возникновения Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2010. № 2 (16). С. 25–32.
2. Симаненко В.П., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Первые данные по геохимии альб-сеноманского вулканализма Южного Приморья // Геохимия. 2002. № 1. С. 95–99.

3. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Материалы XXX тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
4. Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 2542–2561.
5. Lallemand S., Jolivet L. Japan Sea: a pull-apart basin //Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 76. P. 375–389.
6. Worral D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field effects of the India-Eurasia collision //Tectonics. 1996. V. 15. N 4. P. 813–826.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Айзберг Р.Е., Старчик Т.А.</i> Граница раздела Мохоровичича в структурах Припятско-Донецкого авлакогена	3
<i>Акманова Д.Р., Долгая А.А., Викулин А.В.</i> Миграция сейсмической и вулканической активности как волновые движения земной коры	6
<i>Артошков Е.В., Беляев И.В., Казанин Г.С., Павлов С.П., Чехович П.А., Шкарабо С.И.</i> Механизмы образования глубоких впадин с аномально тонкой корой на континентальной литосфере	9
<i>Астафьев Д.А.</i> Строение, геодинамические причины и особенности формирования осадочных бассейнов с субокеаническим и аномально тонким фундаментом.....	13
<i>Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К.</i> Динамика положения границы Мохо для Южного Тянь-Шаня по геофизическим данным 18	
<i>Беляев С.Ю., Башарин А.К.</i> Области с аномально тонкой корой на территории Западно-Сибирского осадочного мегабассейна	21
<i>Блюман Б.А.</i> Данные глубоководного бурения в Мировом океане и тектоника плит	26
<i>Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Нестеров И.И. (мл.), Огнев Д.А.</i> Граница раздела М в континентальной литосфере Урало-Сибир- ского региона, Днепровско-Донецкой впадины и вопросы изменения М во времени	29
<i>Ваганова Н.В.</i> Опыт выделения границы Мохо под одиночной сейсмостанцией.....	33
<i>Викулин А.В., Иванчин А.Г.</i> О природе Мохо как фазовой границе раздела между блоковой земной корой и неблоковой верхней мантией.....	38
<i>Виноградов А.М.</i> Структура магнитных полей центрального сектора севера Евразии – отражение магматизма в фанерозойской геодинамике региона.....	42
<i>Гаврилов А.А.</i> Гомологический ряд морфоструктур центрального типа деструктивных этапов тектогенеза Востока Азии.....	46
<i>Гнилко О.М., Генералова Л.В.</i> Ранняя альпийская эволюция Украинских Карпат	50
<i>Гончаров М.А., Свалова В.Б.</i> Мантийный диапиризм как причина формирования новообразованных впадин Средиземноморья и окружающих центробежно-верgentных складчато-покровных орогенов.....	54
<i>Ефимов А.С., Сальников А.С., Диденко А.Н., Шевченко Б.Ф., Горошко М.В.</i> Структура и эволюция литосферы области	

сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль 3-ДВ Сковородино – Томмот	58
<i>Емельянова Т.А., Леликов Е.П.</i> Суперплюм как один из механизмов формирования окраинных морей Западно-Тихоокеанской зоны перехода (на примере Японского и Охотского морей)	62
<i>Ермаков В.А.</i> Признаки океанизации в новейшей эволюции активной континентальной окраины (Камчатка)	66
<i>Жирнов А.М.</i> Геологическая история и механизмы формирования дальневосточной окраины Евроазиатского континента	70
<i>Ибланинов Р.Г., Чадаев М.С., Гершанок В.А., Простолов Г.В., Гершанок Л.А., Тарантин М.В., Коноплев А.В.</i> Поверхность Мохов в зоне сочленения Русской плиты и Урала и положение глубинных разломов (территория Пермского края).....	75
<i>Иванов К.С., Берзин С.В., Краснобаев А.А., Смирнов В.Н.</i> Возраст палеограницы Мохоровичча на Среднем Урале: U-Pb (SHRIMP II) геохронология цирконов Ключевского габбро-ультрабазитового массива	79
<i>Имамвердиев Н.А., Романько А.Е., Велиев А.А., Гасангулиева М.Я.</i> Позднекайнозойский постколлизионный вулканизм Альпийско-Гималайского пояса: новые данные, проблемы, обсуждение	83
<i>Иогансон Л.И.</i> О консолидированной коре Прикаспийской впадины..	86
<i>Кохан А.В., Дубинин Е.П., Тетерин Д.Е., Курбатова Е.С.</i> Развитие рифтогенных бассейнов в море Скотия.....	90
<i>Кочемасов Г.Г.</i> Синхронные разномасштабные опускания – поднятия земной коры волновой природы в истории планеты.....	94
<i>Кузин А.М.</i> Модель глубинного строения Прикаспийской впадины по данным региональных сейсмических наблюдений МОГТ-ГСЗ..	99
<i>Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В.</i> Водлозерский блок (ЮВ Фенноскандия) – пример долгоживущей фрактальной тектонической структуры в докембрии.....	103
<i>Лейченков Г.Л.</i> Механизмы формирования осадочных бассейнов с аномально тонкой корой на пассивных невулканических континентальных окраинах	108
<i>Леликов Е.П., Емельянова Т.А.</i> Строение фундамента и гранитоидный магматизм Курильской островодужной системы.....	112
<i>Лобковский Л.И.</i> Тектоника деформируемых литосферных плит и геодинамическая модель формирования структур Арктического бассейна	116
<i>Тихонов И.Н., Ломтев В.Л.</i> Мелкофокусная сейсмичность Японского моря и ее тектонические аспекты	117
<i>Минц М.В.</i> Коро-мантийная граница и нижняя кора в фундаменте Восточно-Европейской платформы	122

<i>Никишин А.М., Амелин Н.В., Петров Е.И.</i> Новая модель строения коры Черного моря, полученная по результатам научной программы "Geology Without Limits"	126
<i>Осипова Е.Б.</i> Моделирование механизма инверсии вертикальных движений литосферы Западно-Тихоокеанской зоны перехода.....	129
<i>Павленкин А.Д., Подгорных Л.В., Поселова Л.Г.</i> Граница М и разделяемые ею земная кора и верхняя часть мантии в геодинамических процессах и изостатических моделях.....	134
<i>Павленкова Н.И.</i> Природа границы М по геофизическим данным	138
<i>Панина Л.В., Зайцев В.А.</i> Особенности формирования структуры Прикаспийской впадины на новейшем этапе	141
<i>Патрикеев В.Н.</i> Геологическая природа и механизм образования границы М в океане.....	145
<i>Пашенко В.Г.</i> К вопросу о возможном механизме формирования сибирских траппов.....	149
<i>Петрищевский А.М., Губанова М.А.</i> Реологические модели земной коры Дальнего Востока России по гравиметрическим и сейсмологическим данным.....	151
<i>Подгорных Л.В., Павленкин А.Д., Поселова Л.Г.</i> Растижение и погружение коры Амеразийского бассейна Арктики	156
<i>Пожиленко В.И., Шаров Н.В.</i> Соотношение границы раздела М с границами главных структур северо-восточной части Фенноскандинавского щита	159
<i>Пожиленко В.И.</i> К проблеме эклогитов Ёнского сегмента Беломорского составного террейна (северо-восток Фенноскандинавского щита)	163
<i>Пономарева Т.А.</i> Строение литосферы Севера Урала и ее изостатическое состояние	167
<i>Прокудин В.Г.</i> Скоростная модель земной коры и возраст Курильской котловины Охотского моря	172
<i>Пущаровский Ю.М.</i> Фрагменты континентальных структур в Атлантическом и Индийском океанах	176
<i>Разницин Ю.Н.</i> Механизм образования Юкатанской глубоководной впадины и становления кубинской аккреционной призмы	177
<i>Ребецкий Ю.Л., Погорелов В.В.</i> Тектонофизическая модель механизма нагружения и эволюции напряженно-деформированного состояния литосферы континентальных горно-складчатых областей	181
<i>Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Прокофьев В.Ю., Викентьев И.В., Савичев А.Т., Степанов С.С., Хайдари М.</i> Офиолитовый меланж востока Ирана, Ближний Восток, некоторые вопросы границы раздела М	186

<i>Савельева Г.Н.</i> Образование раздела М в океанической литосфере:	
свидетельства в офиолитах	188
<i>Свалова В.Б.</i> Термо-гравиметрическая модель осадочного бассейна.	
Пример Прикаспийской впадины	193
<i>Свешиков К.И.</i> Литосфера и граница М в южной части Восточно-	
Европейской платформы.....	198
<i>Семенов Д.Ф.</i> Ранние этапы геологического развития Сахалина	
в свете гипотезы пульсирующей и расширяющейся Земли	202
<i>Сколотнев С.Г., Пейве А.А.</i> Природа и положение границы Мохо в	
гребневой зоне медленно-спрединговых срединно-океанических	
хребтов.....	205
<i>Славинский В.В.</i> Граница кора–мантия по ксенолитам мантийных	
пород.....	208
<i>Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Мазарович А.О., Зарайская Ю.А.,</i>	
Добролюбова К.О.	
Геодинамическая интерпретация разломов	
северной части хребта Книповича	212
<i>Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Тучкова М.И., Леднева Г.В.,</i>	
Луцицкая М.В., Кононов М.В., Мазарович А.О.	
Тектоническая	
природа и геоисторический аспект происхождения Центрально-	
Арктических поднятий.....	214
<i>Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Плетнёв С.П.</i> Корреляция этапов	
эволюции глубоководных котловин окраинных морей	218
<i>Тевелев А.В.</i> Рациональная терминология структур сегментации	
рифтовых областей.....	222
<i>Тевелев Ал.В.</i> Структурные типы мигматитов тараташского	
комплекса архея (Южный Урал)	227
<i>Терехов Е.Н., Балуев А.С., Журавлев В.А.</i> К вопросу о происхож-	
дении Восточно-Баренцевского мегапрогиба	231
<i>Уткин В.П.</i> Сдвиговый структурный парагенез и его роль	
в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии	237
<i>Сенин Б.В., Хортов А.В., Юров Ю.Г.</i> Глубинное строение и эволюция	
Черноморской впадины по результатам работ МОГТ-МПВ.....	242
<i>Шаров В.</i> Сейсмогеологическая характеристика литосферы	
Фенноскандинавского щита	245
<i>Шемпелев А.Г.</i> Зоны субвертикальной нарушенности поверхности	
Мохо.....	249
<i>Шеремет О.Г.</i> Сравнительный анализ Хатангской и Байкальской	
впадин на основе решения обратной задачи для грави-	
магнитных полей	251
<i>Шиловская Т.И., Шиловский А.П.</i> Возраст образования траппов	
Восточно-Европейской платформы	255

<i>Шипилов Э.В.</i> Тектоно-геодинамические обстановки формирования сверхглубоких бассейнов Баренцево-Карской континентальной окраины	259
<i>Гарагаш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е.</i> Топодепрессии Земли и физический механизм их образования.....	264
<i>Юркова Р.М., Воронин Б.И.</i> Перестройка границы М в связи с подъёмом предостроводужного мантийного диапира	271
<i>Голозубов В.В.</i> О природе окраинных морей Западной Пацифики	275



Издательство ГЕОС
издание и распространение
научной литературы

**Издательство ГЕОС сотрудничает
с Российским фондом фундаментальных исследований и другими
фондами, издает книги, брошюры любых обрезных форматов
в твердой и мягкой обложке с черно-белыми и цветными
иллюстрациями, полноцветные журналы и буклеты**

Издательство ГЕОС:

- составляет сметы издательских проектов;
- готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригинал-макетов (за 1–4 месяца);
- гарантирует высококачественную печать (за 1–4 недели) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;
- осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассыпает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!

Тел.: 8 (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91.

E-mail: geos-books@yandex.ru

www.geos-books.ru

Научное издание

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ, ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ И ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВПАДИН С СУБОКЕАНИЧЕСКОЙ И АНОМАЛЬНО ТОНКОЙ КОРОЙ В ПРОВИНЦИЯХ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРОЙ

Материалы 45 (XLV) Тектонического совещания

Утверждено к печати
Научным советом по проблемам тектоники и геодинамики
при Отделении наук о Земле РАН

Подписано к печати 18.01.2013
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 18,0 п.л.
Тираж 200 экз.

Издательство ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: 8 (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru