

С.Д. Соколов

ISSN 0016-853X

Номер 4

Июль - Август 2005



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

XL

1965 **лет** 2005



“НАУКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 2005 Июль–Август

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-853X

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский*

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь),
Ю.А. Волож, А.О. Глико, С.С. Драчев, А.Л. Книппер, В.И. Коваленко,
Р. Колман (США), Е.А. Константиновская, Н.В. Короновский,
К. Крук (Австралия), М.Г. Леонов, Ю.Г. Леонов,
Е.Е. Милановский, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора),
С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, М.Н. Шапиро, Э.В. Шипилов, А.А. Щипанский

Журнал “Геотектоника” публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями “Роспечати” (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), S.S. Dratchev, A.O. Glicko,
V.E. Khain, A.L. Knipper, E.A. Konstantinovskaia, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky,
M.G. Leonov, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, A.A. Mossakovsky (Coeditor),
S.V. Ruzhentsev, M.N. Shapiro, E.V. Shipilov, A.A. Shchipanskii, Yu.A. Volozh

“Geotectonica” journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism, and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

Postmaster: “Geotectonica”, Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017, Moscow, Russia.

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научный редактор Н.Б. Заборовская, М.В. Лучицкая

*Адрес редакции: 119017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43*

Адрес издателя: 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

**Москва
Издательство “Наука”**

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2005

Значение работ Н.С. Шатского по тектонике древних платформ и их нефтегазоносности в свете современных взглядов <i>Т. Н. Хераскова</i>	3
Вертикальная аккреция земной коры <i>М. Г. Леонов</i>	25
Тектонические факторы формирования неоднородностей в составе деплетированной мантии <i>А. Я. Шараськин, А. Л. Книппер</i>	44
Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) <i>В. И. Коваленко, В. В. Ярмолук, О. Томуртого, В. С. Антипин, В. П. Ковач, А. Б. Котов, Е. А. Кудряшова, Е. Б. Сальникова, Н. Ю. Загорная</i>	55
Микротектоника габброидов района Сьерра-Леоне (Срединно-Атлантический хребет, 5°–7° с.ш.) <i>А. Е. Ескин</i>	77
Хроника	
38-ое Тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета при ОНЗ РАН <i>Ю. В. Карякин</i>	92
Правила представления статей в журнал “Геотектоника”	95

Contents

No. 4, 2005

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

The Significance of N.S. Shatsky's Works on the Tectonics of Ancient Platforms and Their Petroleum Resources from a Modern Viewpoint <i>T. N. Kheraskova</i>	3
Vertical Accretion of the Earth's Crust <i>M. G. Leonov</i>	25
Tectonic Factors Controlling Formation of Heterogeneous Depleted Mantle <i>A. Ya. Sharaskin and A. L. Knipper</i>	44
Geodynamics and Crust-Forming Processes in the Early Caledonides of the Bayanhongor Zone, Central Mongolia <i>V. I. Kovalenko, V. V. Yarmolyuk, O. Tomurtogoo, V. S. Antipin, V. P. Kovach, A. B. Kotov, E. A. Kudryashova, E. B. Sal'nikova, and N. Yu. Zagornaya</i>	55
Microtectonics of Gabbroids in the Mid-Atlantic Ridge off Sierra Leone from 5° to 7° N <i>A. E. Yeskin</i>	77

Chronicle

The 38th Tectonic Conference of the Interagency Tectonic Committee, Division of Earth Sciences, Russian Academy of Sciences <i>Yu. V. Karyakin</i>	92
Rules for Authors	95

УДК 551.242.51

ЗНАЧЕНИЕ РАБОТ Н.С. ШАТСКОГО ПО ТЕКТОНИКЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ВЗГЛЯДОВ

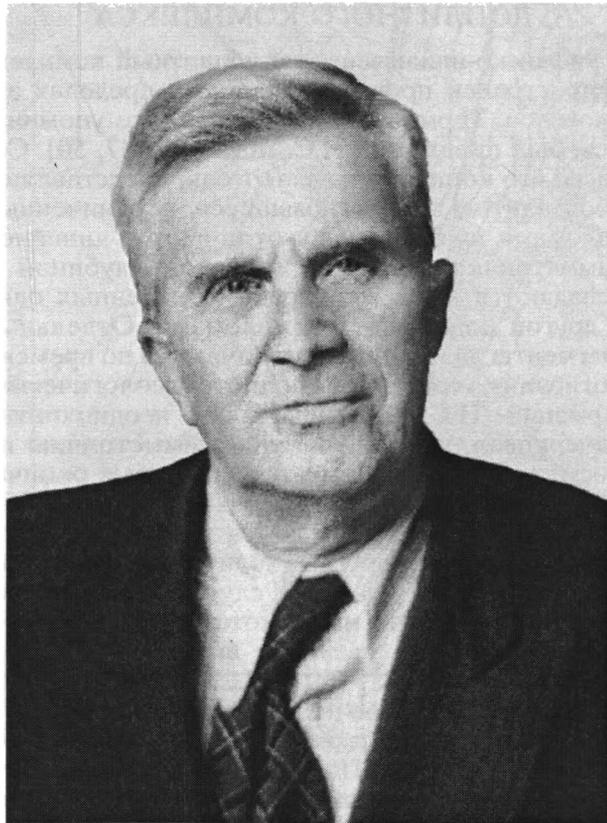
К 110-летию Н.С. Шатского

© 2005 г. Т. Н. Хераскова

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 19.11.2004 г.

В процессе рассмотрения истории формирования структур чехла центральной части Восточно-Европейской платформы в течение рифея–раннего палеозоя и проблем ее нефтегазоносности показан основополагающий вклад идей Н.С. Шатского по сравнительной тектонике древних платформ для современных представлений и создания тектонической основы бассейнового анализа, без применения которого невозможно в настоящее время проводить поиски и прогнозную оценку углеводородного сырья.



28 августа 2005 г. исполняется 110 лет со дня рождения академика Николая Сергеевича Шатского – выдающегося геолога и тектониста России, чьи идеи, разработки и построения не потеряли своего значения до настоящего времени [8, 18, 27, 36]. Им обосновано выделение рифея [48] и создано учение о геологических формациях [51].

Под его руководством разработаны принципы построения тектонических карт и составлен ряд тектонических карт СССР, а также Международная тектоническая карта Европы [35]. Работы Н.С. Шатского по сравнительной тектонике древних платформ (Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ (1946 г.), Основные черты тектоники Сибирской платформы (1932 г.), О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы (1945 г.), О синеклизах А.П. Павлова (1940 г.), О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ (1946 г.), О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ (1955 г.), О прогибах Донецкого типа (1964 г.), Нефтяные ресурсы Второго Баку (1945 г.), О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ) (1948 г.) [40–47, 49, 50, 52]), по мнению Ю.Г. Леонова [18], создали основу учения о тектонике древних платформ. Особенно следует отметить важное значение выделения в пределах платформ особого типа поперечных структур, названных Н.С. Шатским *авлакогенами*, “бороздой рожденными” [50, с. 55]. Этот термин получил международное признание. Благодаря выделению Н.С. Шатским в чехле платформ структур разного порядка (щитов, синеклиз, антеклиз, авлакогенов, валов, флексур, поперечных структур разного генезиса, разломов и др.) им создана также тектоническая основа бассейнового анализа, без применения которого невозможно в настоящее время проводить поиски и прогнозную оценку углеводородного сырья [22]. Наконец, им

создана школа геологов-тектонистов, которые, используя метод формационного анализа провели ряд блестящих исследований в различных регионах нашей страны и за рубежом, а также составили большое количество тектонических карт, многие из которых мы пользуемся до сих пор.

Интерес к научному наследию Н.С.Шатского по тектонике платформ и их нефтегазоносности особенно возрос в последнее время из-за проводимой переоценки нефтегазового потенциала древних платформ, поиску новых месторождений, особенно в отложениях рифея и венда. Так, в течение последних десяти лет на территории Московской и Мезинской синеклиз в рамках программы “Рифей” были выполнены большие объемы сейсмических работ МОГТ и бурения с целью оценки перспектив нефтегазоносности Русской платформы. Кроме того, по территории Московской синеклизы в субмеридиональном направлении от г. Петрозаводска до г. Воронежа прошел геотрансект ЕВ-1 (рис. 1). Значительные работы в рамках тематики и исследовательских проектов РФФИ проводились под руководством Ю.Г. Леонова в Геологическом институте РАН (лаборатории Сравнительного анализа осадочных бассейнов, Геодинамики позднего докембрия и фанерозоя), некогда возглавлявшимся Н.С. Шатским. Полученные в ходе этих работ данные существенно уточнили представления о строении осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, этапах формирования и эволюции его структуры. Выявлены особенности строения как отдельных авлакогенов, так и некоторых локальных структур чехла. Они во многом подтверждают и развивают представления Н.С.Шатского. С учетом этих данных разработаны новые направления и подходы для поиска месторождений углеводородного сырья на Восточно-Европейской платформе, начало которым было положено еще в сороковые годы, в том числе Н.С. Шатским [26, 52, 44]. Соответствующая программа передана в Департамент природных ресурсов РФ.

Постараемся показать значение основополагающих работ Н.С.Шатского в процессе рассмотрения истории формирования структур чехла центральной части Восточно-Европейской платформы в течение рифея, венда и раннего палеозоя по данным геологической интерпретации геотрансекта ЕВ-1 и обобщения материалов по геологическому строению Московской синеклизы. Наибольшее внимание будет уделено рифейско-вендским отложениям, представляющими непосредственный интерес для поисков месторождений углеводородов.

На геотрансекте ЕВ-1 и сейсмических профилях, пересекающих Пачелмский авлакоген, граница между фундаментом и чехлом выражена появлением четких и протяженных отражающих гори-

зонтов. В волновой картине проявлена структура рифейских авлакогенов, выполненных отложениями рифея-нижнего венда (рис. 2, 3). Кроме того, местами ниже подошвы чехла обнаружены отражающие горизонты, выявляющие пологие синеклизоподобные структуры, вероятно, также выполненные рифейскими отложениями, но накопившимися за пределами авлакогенов (рис. 4). Наиболее достоверно такие структуры выделяются на севере Московской синеклизы, в зоне перехода к Мезенской синеклизе, где наблюдается переход к структурам рифейской пассивной окраины, обнаруженным по данным сейсмопрофилирования под чехлом отложений фанерозоя [30].

По данным сейсмопрофилирования, в структуре платформенного чехла выделяется два этажа: доплитный рифейско-ранневендский и плитный поздневендско-кайнозойский и соответствующих им крупных комплексов отложений (см. рис. 2, 3).

СТРОЕНИЕ РИФЕЙСКО-НИЖНЕВЕНДСКОГО ДОПЛИТНОГО КОМПЛЕКСА

Рифейско-нижневендский доплитный комплекс распространен преимущественно в пределах авлакогенов. Термин авлакоген, как уже упоминалось, был предложен Н.С. Шатским [47, 50]. Согласно его концепции, авлакогены представляют собой длительно прогибавшиеся, ограниченные разломами впадины. Они отличаются линейной асимметричной формой, большой глубиной и распадаются на ряд котловин, отделенных одна от другой поднятиями и разломами. Отдельные фрагменты авлакогенов различаются по времени формирования, составу и полноте геологических формаций. Н.С. Шатский также неоднократно подчеркивал, что авлакогены асимметричны по простиранию, т.е. не имеют одинаковых окончаний. Окончания таких структур всегда различны. Один конец их выклинивается в пределах платформы, тогда как другой уходит в тело геосинклинальной зоны. ... во всех случаях эти желобобразные структуры начинаются в определенном месте, которое я называю внутренним углом платформы [50, с. 548, 552]. Эти особенности строения авлакогенов полностью подтверждаются и современными геолого-геофизическими исследованиями. Так, Пачелмский авлакоген (см. рис. 2), на примере которого Н.С. Шатский выделил этот тип структур, по современным представлениям (по данным ФГУП “Спецгеофизика”) [23, 28, 33], имеет разломные ограничения и сложную горсто-грабенную структуру на уровне поверхности кристаллического фундамента. Общая длина Пачелмского авлакогена 650–700 км, ширина – 50–70 км. Глубина залегания кристаллического фундамента в наиболее опущенных блоках достигает 4.5–5.0 км. На северо-западе авлакоген по си-

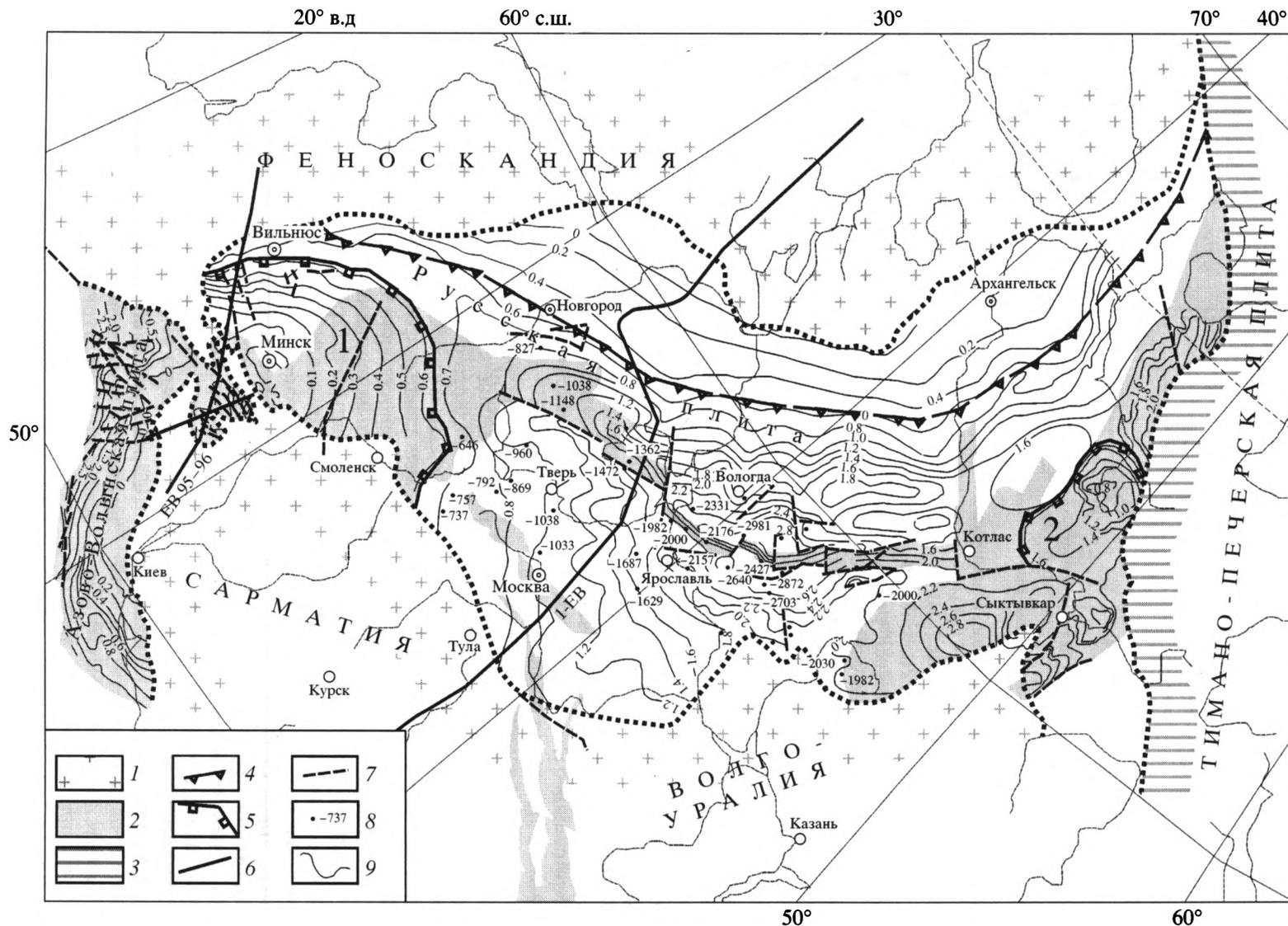


Рис. 1. Структурная схема Восточно-Европейской платформы по кровле вендских отложений

1 – архейско-нижнепротерозойский складчатый фундамент; 2 – рифейско-нижневендские отложения доплитного комплекса; 3 – покровно-складчатый комплекс байкалид (кадомид) фундамента Тимано-Печорской плиты; 4 – Северная граница зоны застойных вод; 5 – границы областей предполагаемого нефтенакопления; 1 – Белорусская антеклизы, 2 – Мезенско-Вашкинский мегавал; 6 – сейсмопрофили; 7 – граница распространения верхневендских отложений; 8 – местоположение скважин и глубина залегания верхневендских отложений; 9 – изогипсы кровли верхневендских отложений

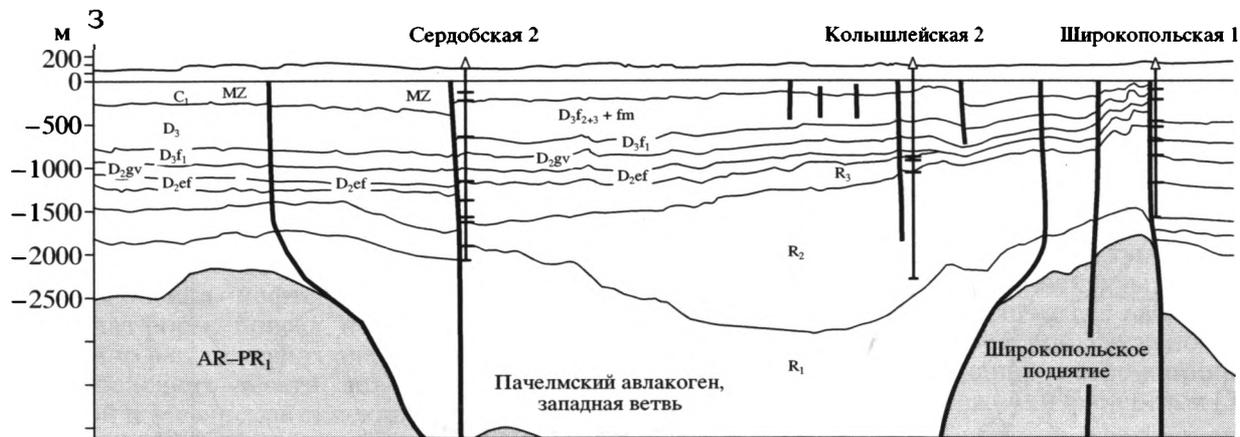


Рис. 2. Геологическая интерпретация сейсмического профиля через Пачелмский авлакоген

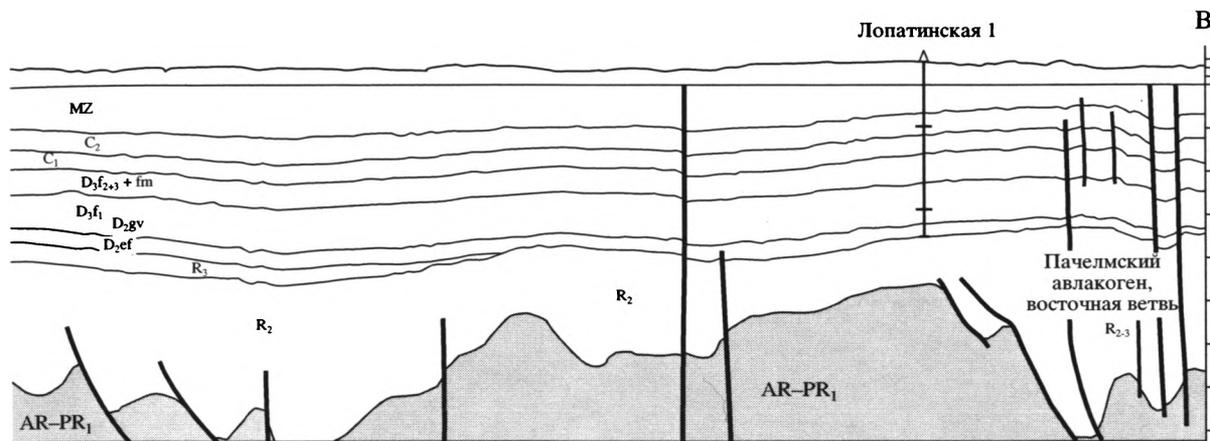
стеме разломов соединяется с Подмосковным авлакогеном. Продольными и поперечными разломами Пачелмский авлакоген разбит на отдельные сегменты. При этом возникла система отдельных грабенов с различной полнотой разреза рифейских отложений, кулисообразно причлняющихся один к другому, нередко разделенных продольными и поперечными горстами и седловинами. В основной своей части между Рязанью и Сердобском внутри авлакогена прослеживаются две линейные системы грабенов: юго-западная Рязано-Сердобская и северо-восточная Сасовско-Пензенская. Между этими системами грабенов располагается полоса осевых горстов. В северо-западной части, в зоне сочленения с Подмосковным авлакогеном, Пачелмский авлакоген расширяется и внутри него начинают преобладать широкие выступы фундамента. На крайнем юго-востоке, на широте г. Петровска, Пачелмский авлакоген также расширяется и далее сочленяется с покровно-складчатыми структурами байкалид (кадомид), слагающими фундамент южной части Прикаспийской впадины [5]. Структура зоны сочленения характеризуется сложным мозаично-блоковым строением. В структуре геофизических полей авлакоген прослеживается в виде системы интенсивных сопряженных линейных отрицательных и положительных аномалий гравитационного и магнитного полей. Интенсивность магнитных аномалий настолько велика, что дает возможность предполагать присутствие разломов и корневой структуры, уходящих на глубину более 20 км. В гравитационном поле авлакоген четко выделяется по осевому относительному минимуму северо-западного простирания. Кроме того, под Пачелмским авлакогеном наблюдается некоторое утонение земной коры. Очень важно отметить, что современная структура авлакогена формировалась не только в течение рифея, но и в палеозое. Наиболее крупные структурообразующие процес-

сы происходили в рифее, венде и девоне. Судя по данным сейсмопрофилеирования, последние движения по разломам произошли уже в мезозое.

В последние годы наметилась тенденция морфологический термин "авлакоген" в понимании Н.С. Шатского подменять генетическим понятием "палеорифт" [8]. При этом, наряду с господствующей точкой зрения о длительном существовании рифтов-авлакогенов, развивалось представление о том, что некоторые отложения рифея некогда занимали гораздо большие площади, однако были размыты и сохранились лишь в грабенах, возникших в среднем рифее или только в конце позднего рифея при байкальских орогенических движениях [17, 37].

Из-за почти полного отсутствия достоверных определений радиологического возраста пород, редких находок органических остатков и часто однообразного строения разрезов, стратиграфия рифейских отложений, несмотря на обилие выделяемых свит, разработана слабо. Многие корреляции не достоверны. По нашим представлениям, основанным на данных бурения и сейсмопрофилеирования [37], структурно выше гранитизированного фундамента и под образованиями чехла верхневендских отложений выделяются четыре структурно-вещественных комплекса: а) верхов нижнего протерозоя-раннего рифея, б) среднего рифея, в) верхов среднего – нижней части верхнего рифея и, наконец, г) верхов верхнего рифея и нижнего венда.

Структурно-вещественный комплекс верхов нижнего протерозоя-нижнего рифея (1640–1350 млн. лет). Этот комплекс наиболее достоверно выделяется на южном склоне Балтийского щита и включает вулканогенно-осадочные образования хогландия, субиотния, иотния и вепсия (петрозаводская и шокшинская свиты) [2, 11, 21, 34]. По данным Ю.Б. Богданова с соавторами [2], на юго-западе Балтийского щита образования



субиотния залегают несогласно на кристаллических образованиях свекофеннид. В основании разреза располагается горизонт кварцитов конгломератов и кварцито-песчаников мощностью до 40 м. Выше залегает горизонт кварцевых порфиров мощностью 3.5 м, имеющих возраст 1640 ± 11 млн. лет (U-Pb метод). Затем следует пачка вулканитов основного состава, максимальной мощностью 35 м. В ее составе потоки лабрадоритовых порфиритов чередуются с лавобрекчиями и туфокогломератами. Завершается разрез покровом кварцевых порфиров мощностью не менее 140 м, несогласно перекрывающих все нижележащие отложения, включая свекофенниды.

На юго-востоке Балтийского щита образования иотния выполняют так называемую Западно-Онежскую иотнийскую синеклизу [10] и представлены однообразными серыми кварцито-песчаниками, содержащими прослойки филлитов, алевролитов и интродуцированными габбро-долеритами и телами базит-гипербазитового состава.

В пределах Московской синеклизы этот комплекс обособлен от фундамента лишь в последние годы на основе сейсмостратиграфических данных, региональных сопоставлений и формационного анализа [9, 13, 37]. Поэтому в настоящее время можно говорить о его генезисе и, особенно, возрасте только в предположительной форме. Как уже говорилось, в кровле фундамента четко видны несколько отражающих горизонтов. Они протягиваются за пределы авлакогенов, выполняя пологие синеклизоподобные впадины, иногда осложненные разломами (см. рис. 4). Ряд скважин вскрыли кровлю этих образований в центральной и южной части рассматриваемого региона. Это скв. Молоково-1 – кварцевые порфиры; скв. Рыбинск-1 – доломитовые мраморы с прослоями кварцитов.

Аналогичного типа и, вероятно, возраста породы развиты в основании Подмосковского авлакогена. Так, в основании Павлово-Посадской скважины (см. рис. 3), в интервале 4783–3550 м,

вскрыта толща кварцевых песчаников и кварцито-песчаников мощностью 1230 м, сформировавшаяся в мелководно-морских и континентальных условиях за счет размыва химически выветрелых пород фундамента. Интересно отметить присутствие в песчаниках обломков вулканитов кислого состава [31]. Преобладающий мономиктовый состав и хорошая сортировка обломочного материала не позволяют относить эти образования к грабеновому комплексу континентальных рифтов.

Подобный комплекс отложений распространен и в Пачелмском авлакогене (Саратовский сегмент, северо-восточные грабены Савоско-Пензенской зоны). Здесь, по данным С.В. Яцкевича [53], в основании разреза нижнего рифея залегает татищевская свита, представленная кварцито-песчаниками с редкими прослоями кварцито-гравелитов и серицито-каолининовых филлитов. Мощность татищевской свиты изменяется в отдельных структурах от 410 до 1000 м и более. Интересно отметить, что татищевская свита распространена не только в авлакогене, но и в Саратовском Заволжье, где ее мощность сокращается до 56 и даже 3–4 м. Хорошая окатанность обломочного материала, тонкая субгоризонтальная слоистость отложений, выдержанность фациального облика татищевской свиты позволяют С.В. Яцкевичу предполагать в основном мелководно-морской или озерный ее генезис и сопоставлять образования татищевской свиты с бурзанием рифейской пассивной окраины западного склона Урала, а также шокшинскими песчаниками вепсия Прионежского грабена. Скорее всего, их накопление происходило до формирования горсто-грабеновой структуры Пачелмского авлакогена. Более позднее формирование авлакогена способствовало лишь сохранению от размыва и захоронению этих образований.

Таким образом, можно предполагать, что после окончательного слияния, в конце раннего протерозоя около 1.8–1.7 млрд. лет назад, возник континент Протерозойская Балтика (Восточно-

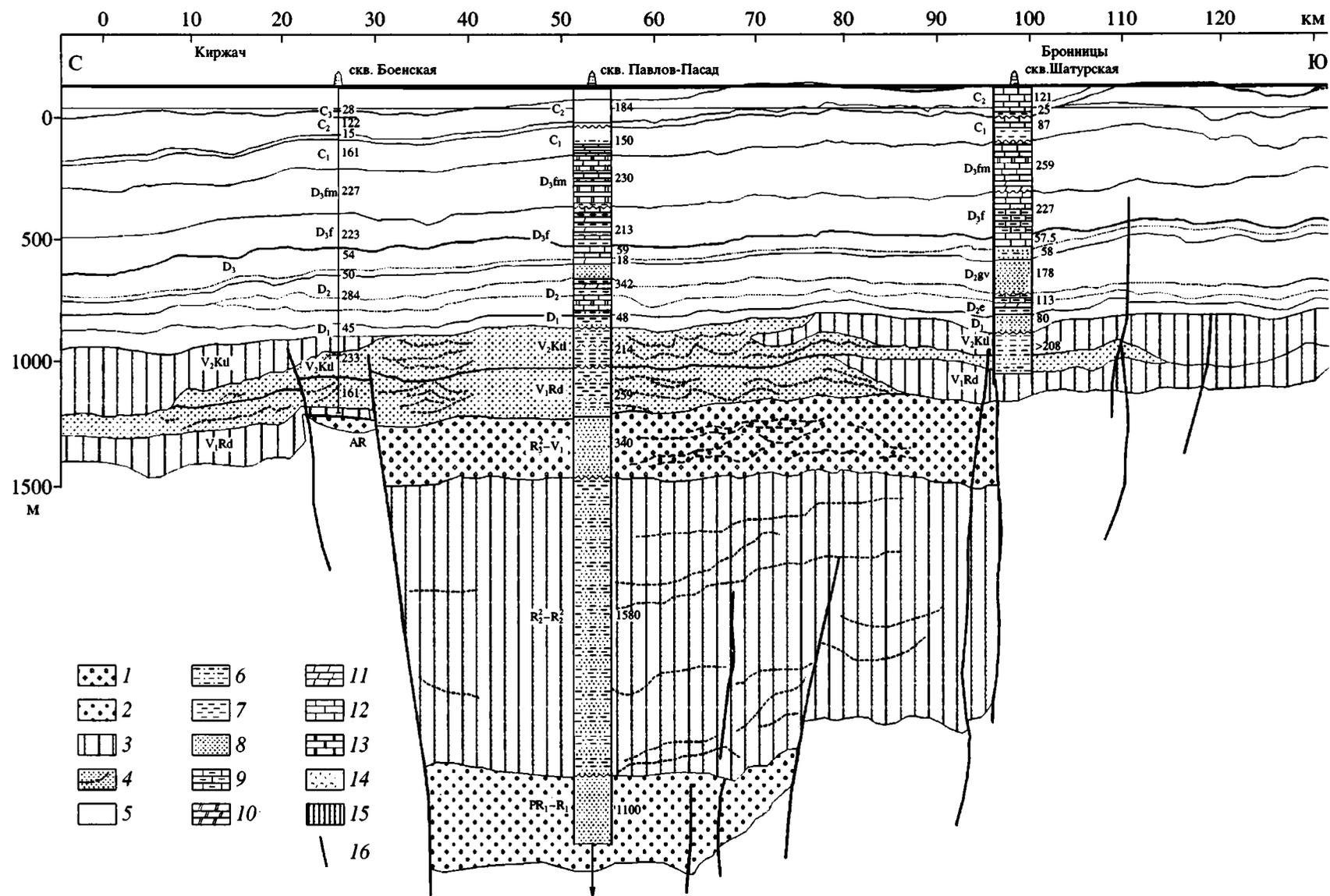


Рис. 3. Фрагмент геологической интерпретации сейсмического профиля ЕВ-1 (Петрозаводск–Воронеж)

1–4 – обстановки осадконакопления: 1 – континентальные с расчлененным рельефом (пестроцветные терригенные отложения аллювиально-пролювиального и озерного генезиса), 2 – прибрежно-морские трансгрессирующего бассейна (светлые часто олигомиктовые песчаные отложения), 3 – морские с преимущественно глинистой седиментацией, 4 – авандельты, подводные конусы выноса обломочного материала (песчано-алеврито-глинистые косослоистые отложения), 5 – породы палеозоя и архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента; 6–14 – состав пород, вскрытых скважинами: 6 – алевролиты, 7 – аргиллиты и глины, 8 – пески и песчаники, 9 – глинистые известняки, 10 – доломитовые мергели, 11 – мергели, 12 – известняки, 13 – доломиты, 14 – пепловые туфы, туффиты и туфопелиты; 15 – разломы

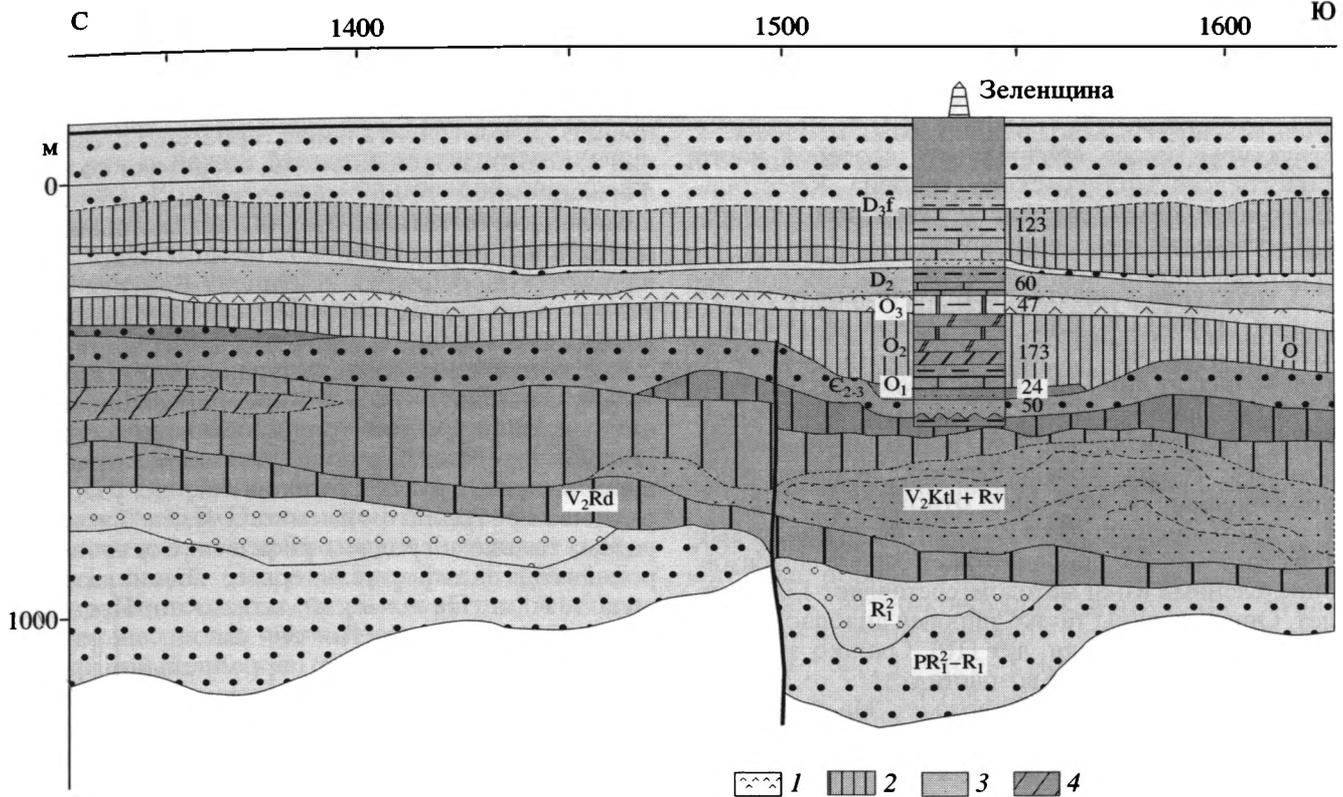


Рис. 4. Фрагмент геологической интерпретации сейсмического профиля ЕВ-1 (Петрозаводск-Воронеж). Южный склон Балтийского щита. Окрестности скв. Зеленщина (1350–1600 км южнее г. Петрозаводска)
 1 – эвапоритовые бассейны; 2 – морские обстановки с преимущественно карбонатной седиментацией; 3 – прибрежно-континентальные равнины, периодически затопляемые морем; 4 – фации склона морского бассейна
 Остальные усл. знаки см. на рис. 3

Европейский кратон) [54, 56]. В раннем рифее на его восточном краю формировалась пассивная континентальная окраина (кырпинская и бурзянская серии западного склона Урала). На самом континенте, начиная с конца раннего протерозоя и в раннем рифее, существовали мелководные эпиконтинентальные бассейны или бассейн с терригенной седиментацией. Источником обломочного материала являлись в основном гидротермально переработанные и выветрелые породы фундамента. Мелководно-морская, озерная, прибрежно-континентальная (дельтовая) природа этих отложений, волнисто-слоистый и косослоистый рисунок отражений в волновой картине сейсмических профилей, а также синеклизоподобный характер залегания комплекса (см. рис. 3, 4) заставляют относить эти образования к протоплатформенному чехлу. Отличительной его особенностью является присутствие в качестве второстепенных членов вулканитов базальт-риолитового состава, особенно вблизи северо-западной окраины континента, где в раннем рифее еще продолжались коллизийные процессы [3]. Кроме того,

вероятно, они прорываются гранитами рапакиви с возрастом 1700–1500 млн. лет. Это свидетельствует о тектонической активности Восточно-Европейской платформы во время протоплатформенной стадии ее развития. Сходную точку зрения впервые высказал Р.Г. Гарецкий [7], выделяя аналогичный комплекс, распространенный в Оршанской впадине, в качестве квазиплатформенного чехла. За нижнюю границу возраста этих образований мы условно принимаем возраст (1640 млн. лет) вышеприведенного разреза субиотния на юго-западе Балтийского щита [2]. Верхним ограничением служит не слишком надежно определенный возраст вышележащего среднерифейского структурно-вещественного комплекса. Кроме того, не исключено, что местами этот комплекс, по крайней мере под авлакогенами, имеет более сложное строение. Так, А.С. Демченко с соавторами [13], а также В.Б. Пийп с соавторами [57] полагают, что шарьирование, тектоническое совмещение днища и борта, характерное для некоторых сегментов авлакогенов, может приводить к возникновению “переходной толщи”, состоящей

из надвинутых одна на другую пластин кристаллического фундамента и осадочных пород и образующих своеобразный комплекс тектонического отслоения, сходный по строению с тектоническим меланжем. На профиле ЕВ-1 подобные структуры можно предполагать в осевой части Бологовско-Молоковского грабена Крестцовского авлакогена, где фиксируется большое количество разрывных нарушений.

Структурно-вещественный комплекс среднего рифея (1350–1100 млн. лет). Средний рифей в центральных частях платформы предположительно развит лишь на крайнем западе Крестцовского авлакогена. Здесь в скважине Крестцы-1, выше гранитизированных пород фундамента, вскрыта толща красноцветных делювиально-пролювиальных песчаных отложений мощностью 297 м, вмещающая в нижней части пластовые тела диабазовых порфиритов. Возраст диабазов, определенный Rb-Sr методом, составляет 1350 млн. лет. Они прорваны также дайками диабазов с возрастом 1245–1345 млн. лет [10]. Однако эти данные радиологического возраста устарели, и не исключен их ранневендский возраст. На остальной территории Среднерусского авлакогена средне-рифейские отложения не известны.

В Пачелмском авлакогене, по последним данным [33], к среднему рифею в северной части авлакогена отнесена ртищевская свита сомовской серии, вскрытая скважиной Сомовская-1 (интервал 2732–2007 м). Свита залегает несогласно на образованиях нижнего рифея и сложена пестроцветными песчаниками, разнозернистыми, крупно- и среднезернистыми полевошпат-кварцевыми, с прослоями и линзами красноцветных гравелитов, алевритов и аргиллитов. Мощность свиты 725 м. Отложения имеют преимущественно континентальное происхождение. *Соколовогорская свита* характеризует разрез среднего рифея в южной части Пачелмского авлакогена, где она, по данным С.В. Яцкевича [53], со стратиграфическим несогласием залегает на породах татищевской свиты нижнего рифея или прилегает к ней. В некоторых случаях соколовогорская свита залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте. Она также представлена толщей континентальных преимущественно грубозернистых несортированных песчаников и гравелитов различной мощности. Источниками сноса служили близлежащие выходы пород фундамента. Мощность отложений изменяется от нескольких метров до 700–1000 м. Судя по данным сейсмического профиля Сердобск-Верхозимская (см. рис. 2), характерной особенностью среднерифейских отложений является их преимущественное развитие в юго-западной ветви авлакогена и резкое асимметричное увеличение мощности отложений в восточной приосевой зоне грабена. Это позволяет со-

поставлять среднерифейские отложения Пачелмского авлакогена с синрифтовым комплексом.

Таким образом, отложения среднего рифея представлены комплексом молассоподобных красноцветных континентальных терригенных отложений и, возможно, базальтами, сходными по своей формационной принадлежности с грабеновым комплексом начальной стадии растяжения континентальных рифтов. Можно предполагать, что в начале среднего рифея континент Балтика испытал крупную структурную перестройку, подвергся воздействию процессов рифтогенеза. Эти процессы затронули и восточную уральскую континентальную окраину, где в это время формировались формационно близкие толщи юрматинской серии [19]. За пределами вновь возникших грабенов преобладали процессы поднятий, денудации и размыва протоплатформенного чехла. Таким образом, только в среднем рифее на Восточно-Европейской платформе впервые возникла часть авлакогенов (Пачелмский, возможно, Крестцовский и Беломорский). Все они имели северо-северо-западное простирание, параллельное простиранию доуралид.

Структурно-вещественный комплекс верхов среднего – нижней части верхнего рифея (1100–1000–700 млн. лет). Этот комплекс пользуется гораздо более широким распространением, чем нижне- и среднерифейские комплексы, и образует четкий сейсмостратиграфический горизонт в разрезах всех авлакогенов Восточно-Европейской платформы. В волновом поле ему также соответствуют четкие и выдержанные отражения, срезаемые разломами, ограничивающими авлакогены. Не наблюдается никаких клиноформ, указывающих на снос обломочного материала с бортов грабенов (см. рис. 2). Это свидетельствует в пользу более молодого возраста разрывных нарушений, ограничивающих и пересекающих авлакогены. Возможно, этот комплекс выполняет отдельные депрессии и за пределами авлакогенов (например, между Молоковским и Тверским грабенами, в северной части Среднерусского авлакогена). Он залегает резко несогласно на всех более древних образованиях, в том числе и на кристаллическом фундаменте. Некоторые авторы отложения этого комплекса генетически связывают со стадией проседания среднерифейских рифтов-авлакогенов. Однако при такой трактовке остается неясным, почему они залегают трансгрессивно не столько на грабеновом комплексе среднего рифея, сколько непосредственно на кристаллическом фундаменте (скв. Сев. Молоково) и остатках протоплатформенного чехла (скв. Молоково-1, Павлов-Посад), отличаясь при этом выдержанностью фаций и состава. Этот комплекс представлен морскими сероцветными или углеродистыми, реже пестроцветными алевро-глинистыми, иногда карбонатно-глинистыми и песчаными отло-

жениями, содержащими прослой пепловых туфов адезито-дацитового и риолитового состава. Наиболее мощные, и, скорее всего, наиболее полные разрезы тяготеют к Мезенско-Печорской континентальной окраине (скв. Сев. Молоково и Рослятино, ряд скважин Мезенской континентальной окраины). Возраст этих образований обоснован находками микрофоссилий и данными абсолютного возраста [33, 38] Выделяются фации прибрежно-морского происхождения (Подмосковный, северная часть Пачелмского авлакогена) и характеризующие крупный эпиконтинентальный бассейн застойного типа внутренней части шельфа рифейской пассивной континентальной окраины, располагавшейся вдоль северного, восточного и юго-восточного края Восточно-Европейской платформы в это время (современные координаты). В Пачелмском авлакогене в средней части разреза наблюдается появление карбонатных фаций (разрез Сердобской скважины), фиксирующих максимум развития позднерифейской трансгрессии. Появление карбонатных пород, по всей видимости, связано с близостью к прикаспийско-уральской пассивной континентальной окраине кратона, где карбонатные отложения на этом стратиграфическом уровне развиты очень широко (верхи юрматинской и каратауская серии). Обилие перерывов и несогласий отражает флуктуации уровня моря в мелководном эпиконтинентальном бассейне вблизи границы с относительно приподнятым Волго-Уральским блоком. Вероятно, бассейн, в котором происходило формирование рассматриваемого комплекса, представлял собой часть внутреннего шельфа рифейского палеоокеана. Совокупность приведенных данных заставляет относить структурно-вещественный комплекс конца среднего–первой половины позднего рифея к морским отложениям палеоплатформенного чехла. Возможно, этап формирования палеоплатформенного чехла фиксирует время существования эпигренвиллского суперконтинента Родиния.

Структурно-вещественный комплекс верхов верхнего рифея и нижнего венда (700–570 млн. лет). К отложениям этого комплекса отнесены вильчанская, волинская (древлянская) серии, верхняя красноцветная толща верхнего рифея и частично плетневская (сотинская) свита венда, связанные между собой постепенными переходами и общностью вулканизма. Мощность комплекса изменяется от 100 до более 700 м. Кровля этих образований была размыта во время структурной перестройки платформы на рубеже раннего и позднего венда, во время байкальской (кадомской) орогении. Волновая картина комплекса характеризуется, по сравнению с подстилающим комплексом, меньшей выдержанностью отражающих горизонтов, часто волнистым и наклонным

характером наложения с боковым наращиванием разреза (см. рис. 3).

Эта весьма своеобразная вулканогенно-осадочная ассоциация пород залегает с размывом и несогласием на всех более древних образованиях. В ее составе преобладают пестроцветные терригенные отложения, плохо сортированные, слабо дифференцированные с беспорядочной текстурой или потоковыми типами слоистости. Среди них преобладают аллювиально-пролювиальные накопления, частично, возможно, связанные с таянием ледников (собственно тиллиты установлены Н.М. Чумаковым [39] только в Волино-Оршанской впадине и северо-западной части Пачелмского авлакогена). Своеобразие этих отложений во многом определяется положением Балтии (палеомагнитные данные) в это время в высоких широтах, вблизи южного полюса [55]. Кроме того, этот комплекс включает разнообразные вулканогенные породы. Преобладают кристаллокластические, витро-кристаллокластические туфы песчаной и крупнопесчаной размерности, а также туфо-лавы, в которых могут присутствовать в качестве резургентного материала граниты. Пирокластическую природу часто имеет и матрикс тиллоидов. Нередко туфогенные породы обнаруживают сходство с так называемыми туффизитами [16]. Собственно вулканы базальтового состава распространены на юго-западе кратона в пределах волинской части Волино-Оршанского прогиба [15, 34]. Это единый вулканогенно-осадочный комплекс. В центральных частях платформы преобладал центральный тип извержений кремнекислой магмы, насыщенной летучими компонентами, прорыв газовых струй (туфовые вулканы, трубки взрыва). Ассоциирующиеся с вулканидами песчаники часто представляют собой продукты близкого перемива и переотложения туфового материала временными потоками в озерной и аллювиальной обстановках. Трещинные излияния базальтовой магмы достоверно установлены лишь на волинской окраине кратона. Преобладающим распространением пользуется фация красноцветных аллювиально-пролювиальных отложений.

По формационной принадлежности этот комплекс ближе всего к грабеновым формациям континентальных рифтов. По времени образования (конец рифея – начало венда) рассматриваемый комплекс соответствует глобальной эпохе рифтогенеза, связанной с распадом суперконтинента Родиния, заложением каледонских палеоокеанов [55, 58]. Рифтогенные структуры конца рифея – начала венда в центральной части Балтии частично наследовали грабены среднего рифея, частично являются новообразованными (Среднерусский, Подмосковный и северо-западная часть Пачелмского авлакогена). Необходимо подчеркнуть преимущественно субширотное (в современ-

ных координатах) простираение позднерифейско-ранневендских рифтогенных структур, нередко поперечное по отношению к среднерифейским. Структурное несогласие среднерифейских и ранневендских структур наиболее четко установлено в пределах Беломорско-Кандалакшского авлакогена [1].

Рассмотренный материал позволяет заключить, что термин авлакоген, предложенный Н.С.Шатским, не является синонимом термина палеорифт. Он объединяет крупные структуры, типичные для доплитного этапа развития чехла платформ, прошедшие более сложную и длительную историю развития. Так, рифейская история Восточно-Европейской платформы, в течение которой происходили главные структурообразующие процессы в авлакогенах, подразделяется на несколько этапов.

1. Конец раннего протерозоя – ранний рифей. В этот отрезок времени происходило накопление протоплатформенного чехла. Его формирование говорит о возникновении к началу этого этапа континента Балтика с гранитизированной корой. Обилие вулканитов, проявления метаморфизма свидетельствуют о сохранении значительной тектонической активности, а также о существенных формационных отличиях от фанерозойских плитных комплексов.

2. Средний рифей. В этот период произошли процессы рифтогенеза, возможно, частичное дробление континента Балтика. Возникли Пачелмский и Беломорско-Кандалакшский палеорифты северо-северозападного простираения. По всей вероятности, этот процесс был связан с коллизией, приведшей к гренвильской орогении и формированию суперконтинента Родиния.

3. Конец среднего рифея – первая половина позднего рифея – формирование эпигренвиллского палеоплатформенного чехла суперконтинента Родиния. Обилие пирокластического материала в осадках этого времени свидетельствует, по всей вероятности, о том, что рассматриваемый регион в это время примыкал к активной континентальной окраине, входившей в систему Протоуральской и Кадомской островных дуг.

4. Конец позднего рифея – ранний венд – развитие процессов рифтогенеза, возникновение Центрально-Русской системы авлакоенов. Возможно, этот процесс был связан с распадом суперконтинента Родиния и кадомским орогенезом. В результате последнего в юго-восточной части Балтии, примыкающей к кадомскому коллизионно-орогенному поясу, устанавливается режим эпиплатформенной орогении. Территории, входящие в состав современной Московской синеклизы, а также Белорусской, Волго-Уральской и Воронежской антеклиз, в это время также представляли собой область единого конэрозионного подня-

тия. В данный отрезок времени на активно воздымающихся блоках этого поднятия идут процессы размыва (при участии ледников) ранее сформированных рифейских отложений. Одновременно, в пределах менее активно воздымающихся блоков и узких рифтогенных депрессиях (Среднерусский авлакоген), шло формирование молассоподобного вулканогенно-осадочного комплекса.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕВЕНДСКО-ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА (ПЛИТНОГО КОМПЛЕКСА) МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В осадочном чехле (плитном комплексе) Восточно-Европейской платформы выделяется три структурных этажа: поздневендско-раннесилурийский, девонско-каменноугольно-раннепермский, и позднепермско-кайнозойский. В предлагаемой статье рассмотрено строение лишь нижнего поздневендско-силурийского структурного этажа и соответствующего ему осадочного комплекса, развитого в пределах Московской синеклизы. Анализ имеющихся материалов позволяет выявить черты комплекса на разных этапах его развития, общей протяженностью 165 млн. лет; соотнести этапы его структурных перестроек с тектоническими событиями на окраинах платформы. Бассейн осадконакопления этого времени располагался в зоне сочленения Балтийского и Сарматского палеоцитов. Область наибольшего прогибания в позднем венде – кембрии была унаследована от более ранней эпохи и совпадает с прогибами Крестцовского и Тверского авлакоенов рифейско-ранневендского возраста. Лишь в ордовике (в арениге-начале лланвирна) область максимального прогибания значительно расширяется и выходит за пределы унаследованных грабенов.

Особенности структуры Московской синеклизы в позднем венде

Поздний венд интересен для анализа, так как он потенциально нефтегазоносен [4]. Кроме того, отложения этого возраста фиксируют время перехода от доплитной к плитной истории развития Восточно-Европейской платформы. Накопление верхневендских туфогенно-терригенных сероцветных и углеродистых тонкозернистых отложений связано с резким погружением платформы из-за общего растяжения при раскрытии палеоокеанов Япетус и обновления коры в Палеоазиатском океане. Выделяются области распространения преимущественно туфогенно-глинистых отложений, накопившихся в обстановке подводных течений в центральной части бассейна, и области несколько более крупнозернистых косослоистых образований, характеризующие подводные кону-

сы выноса, хорошо видные в виде выпуклых вверх линз в волновой картине сейсмических профилей (см. рис. 3, 4). Нижняя граница верхневендского сейсмостратиграфического комплекса выражена отчетливо угловым несогласием между осадочным чехлом и фундаментом. Верхняя граница менее отчетлива из-за фрагментарности современного распространения нижнекембрийских отложений и развития кор выветривания.

В позднем венде выделяется три этапа структурообразования: редкинский, котлинский и ровенский. Анализ и обобщение карт изопохит, составленных для каждого этапа, позволяет выявить наиболее общие особенности поздневендской структуры Московской синеклизы. Результаты анализа обобщены на структурно-тектонической карте (рис. 5), иллюстрирующей распределение основных поднятий и прогибов по возрасту и на площади. На карте показаны оси структур с минимальными мощностями осадков того или иного времени. Мы их отождествляем с относительными поднятиями, так как среди отложений позднего венда–раннего палеозоя почти не распространены конденсированные осадки, характерные для зон прогибания не компенсированных осадконакоплением. Кроме того, на карте показаны оси структур с максимальной мощностью отложений того или иного возраста. Мы их отождествляем с зонами относительного прогибания. Кроме того, на карте показаны наиболее крупные конседиментационные разломы. Рассмотрим главные структуры, характерные для каждой эпохи.

Редкинский этап. Структурообразующие процессы редкинского этапа лучше всего анализировать по нижнередкинским отложениям, так как верхнередкинские были частично размыты во время структурной перестройки котлинского этапа. Московская синеклиза в раннередкинское время имела северо-восточное простирание. Общий наклон бассейна на север, северо-восток, возможно, осуществлялся благодаря ступенчатым опусканиям по разломам как северо-северо-западного простирания, сегментирующим авлакогены, – Бельско-Ловатскому, Рыбинскому, Вологодскому и Рослятинскому, так и северо-восточного простирания, ограничивающим залегающие структурно ниже авлакогены.

Начало редкинского этапа характеризуется крупной трансгрессией. Характерно формирование линейно вытянутых протяженных прогибов и поднятий, возможно, частично имеющих пликативную природу или представляющих собой ограниченные флексурами и разломами грабен-синклинали и грабен-антиклинали (см. рис. 5). На поднятиях мощность отложений составляет 20–50 м. В прогибах увеличивается до 70–150 м. Большая часть структур имеет восточно-северо-восточное простирание, согласное с простиранием Средне-

русской системы авлакогенов. Наиболее крупными прогибами являются Грязовецко-Тарногский, Галичский, Бологоевский и Тверской. Их разделяют поднятия Новгородское, Тверское, Нижегородско-Бутурлинский мегавал. В зоне между Рыбинским и Вологодским разломами, а также западнее Бельского разлома на границе с Оршанской впадиной отчетливо выделяются зоны поперечных дислокаций, имеющие северо-западное простирание. Хорошо выражены поднятия Торопецкое, Даниловское и смежный с ним прогиб, а также Окско-Цнинский мегавал. Эти поднятия явно носят приразломный характер и свидетельствуют о конседиментационных движениях вдоль Ловатского, Бельского, Рыбинского и Вологодского разломов. Возможно, эти движения, имеющие сдвиговую составляющую, связаны с пододвиганием к северу под Фенноскандию Сарматского мегаблока фундамента, вызвавшим также рост Тумского поднятия и частичную инверсию Московского и Сергиево-Посадского грабенов. Тенденцию к воздыманию испытывал и Волго-Камский щит. В пользу этой точки зрения свидетельствует то, что основное поступление обломочного материала в редкинское время происходило с юга.

Котлинский этап отвечает регрессивной стадии развития бассейна Московской синеклизы. Регрессия моря была связана с фазой кадомского орогенеза, проявившейся вдоль северо-восточной, восточной и юго-восточной окраин Восточно-Европейской платформы [20, 25, 55]. Орогенические движения вызвали рост внутрибассейновых поднятий и частичную инверсию позднерифейско-ранневендских авлакогенов – Крестцовского, Среднерусского и Пачелмского. Погружение продолжал испытывать лишь Тверской авлакоген. Видимо, именно в котлинское время возник Сухонский мегавал, так как с него начинает поступать обломочный материал в центральную часть синеклизы. Кроме того, инверсию испытал прогиб, располагавшийся в раннередкинское время севернее Сергиево-Посадского грабена. Позднее из него сформировался Нелидово-Торжокский свод.

В это время оживились движения по разломам. Вдоль конседиментационных разломов проявляются процессы оползания полуконсолидированных осадков (скважины Северное Молоково, Великий Устюг). Следствием этого становится изменение общего наклона бассейна и поступление обломочного материала не только с юга, но и с северо-востока, из области наибольшего прогибания раннередкинское времени.

Унаследованно продолжает развиваться большинство линейных прогибов и поднятий редкинское времени, имеющих преимущественно северо-восточную ориентировку. Однако несколько смещаются их оси. Продолжают свое развитие Нижегородско-Бутурлинский мегавал, Тумское и

Новгородское поднятия. Последнее приобрело меридиональную ориентировку, согласную с общим простиранием бассейна Московской синеклизы в котлинское время. На поднятиях мощность отложений составляет 100–120 м, в прогибах достигает 500 м. Также интенсивно и унаследованно, как в редкинское время, развивалась зона поперечных дислокаций между Рыбинским и Вологодским разломами.

Ровенский этап структурообразования происходил на фоне нового импульса тансгрессии моря в пределы Московской синеклизы, максимум развития которой был позднее, уже в раннем кембрии. Общий структурный план бассейна в целом был унаследован от котлинского времени, хотя происходил частичный размыв поднятий котлинского времени. Унаследованно развивается Рыбинско-Вологодская система поперечных дислокаций. Однако в результате кадомской орогении и движения покровов в Тиманской орогенной системе произошла некоторая структурная перестройка в пределах Московской синеклизы. Бассейн Московской синеклизы в это время был, несомненно, частично изолирован от океанических бассейнов того времени поднятиями, возникшими в результате кадомской орогении вдоль северо-восточной, восточной и южной окраин Балтии [20]. В это время впервые четко оформился Нелидово-Торжокский свод. Кроме того, вновь, как в редкинское время, обозначились прогибы над Крестцовским и Тверским авлакогенами. В то же время над Среднерусским авлакогеном продолжает свое развитие Сухонский мегавал и ось его продвинулась далее на запад вплоть до Рыбинского разлома.

Подводя итог изложенному материалу, следует охарактеризовать главные структуры Московской синеклизы, влиявшие на осадконакопление в течение позднего венда. Из анализа структурно-тектонической карты видно, что Московская синеклиза в позднем венде имела общий северо-восточный наклон и на ее западном, южном и юго-восточном краях располагались поднятия и валы. Это подтверждает точку зрения Н.С. Шатского о развитии валов преимущественно на склонах синеклиз. Можно согласиться также с А.С. Демченко с соавторами [13] в том, что строение западной части Московской синеклизы существенно отличается от ее восточной части. Мы предлагаем развить эту точку зрения и выделить в строении осадочного бассейна Московской синеклизы четыре сегмента с запада на восток: Новгородский, Тверской, Рыбинско-Вологодский и Солигаличский.

Новгородский сегмент включает Новгородское поднятие и его склоны. На юго-востоке сегмент ограничивает Ловатский разлом. Этот сегмент имеет в основном субмеридиональное простирание структур. В течение всего позднего

венда он сохранял относительно приподнятое положение

Тверской сегмент располагается между Бельско-Ловатской зоной разломов на западе и Рыбинским разломом на востоке. Этот сегмент на всем протяжении рассматриваемого периода испытывал умеренное погружение. Здесь никогда не возникало максимальных мощностей отложений того или иного возраста. Наиболее приподнятой оставалась южная часть сегмента, включающая Тумское поднятие позднего венда, Торопецко-Пачелмскую шовную зону, препятствовавшую распространению отложений к югу, и Нелидово-Торжокский свод, возникший в конце венда и сохранявший относительно приподнятое положение в течение всего раннего палеозоя. Часть Тверского сегмента подвергалась размыву и служила источником обломочного материала. Так, здесь размывы позднередкинские отложения. Для Тверского сегмента характерны постоянные изменения простираний структур, в зависимости от развития поднятий или прогибов над зонами Крестцовского, Молоковского и Тверского авлакогенов, а также от движений вдоль Ловатского и, в меньшей мере (в редкинское время), Рыбинского разлома. Для редкинского и котлинского времени типичны восточно-северо-восточные простирания прогибов и поднятий. Для ровенского – северо-восточные. Вероятно, это свидетельствует о смене полей напряжения.

Рыбинско-Вологодский сегмент соответствует одноименной зоне поперечных дислокаций. Он отличается наибольшей деформированностью отложений и их раздробленностью. В этой зоне господствуют северо-западные простирания поднятий и прогибов. Наиболее устойчивое Даниловское поднятие и вендский Окско-Цнинский вал примыкают к Рыбинскому разлому. На строение отложений оказывали влияние также разломы, ограничивающие принадлежащий этому сегменту фрагмент Среднерусского авлакогена. Рыбинско-Вологодский сегмент отличается максимальными мощностями отложений. Кроме того, в эту зону в наибольшем количестве поступал терригенный материал как с северо-северо-запада, так и с юга, из Пачелмского прогиба и с Тумского поднятия. Все это свидетельствует о том, что относительные перемещения по разломам, ограничивающим сегмент, создавали обстановку растяжения, а сегмент развивался в условиях интенсивного погружения. Меньшей скоростью погружения отличался лишь южный фланг сегмента (Окско-Цнинский вал), где временами создавались условия перекompенсации прогибания осадконакоплением.

Солигаличский сегмент является наиболее северо-восточной частью Московской синеклизы. Изучение режима его развития затруднено из-за

интенсивного размыва в преддевонское время. Для этого сегмента характерны устойчивые восточно-северо-восточные простирания структур. Наиболее крупными из них являются Грязовецко-Тарногский и Галичский прогибы, а также разделяющий их Сухонский мегавал и ограничивающий с юго-востока Галичский прогиб Нижегородско-Бутурлинский мегавал. Сухонский мегавал сформировался над восточной частью Среднерусского авлакогена в котлинское и ровенское время. Позднее в кембрии он часто служил источником обломочного материала. В целом для Солигаличского сегмента характерен устойчивый режим погружения, особенно в его грязовецко-тарногской части. Это позволяет предполагать, что осадочный бассейн Московской синеклизы в позднем венде представлял собой сегмент общего Московско-Мезенско-Печорского осадочного бассейна, то есть являлся внутренним шельфом северо-восточной активной континентальной окраины континента Балтия.

Особенности структуры Московской синеклизы в раннем палеозое

В начале раннего кембрия (томмотский век) Московская синеклиза сохраняла структурный план ровенского времени и здесь продолжалось развитие поздневендской морской трансгрессии. На всей рассматриваемой территории в это время преобладали алевро-глинистые осадки мощностью от 100 до 170 м, которые согласны, с постепенным переходом сменяют вверх по разрезу накопления ровенского горизонта верхнего венда.

В атдабанае происходит общее воздымание синеклизы, структурная перестройка и формирование кор выветривания. Этот процесс продолжался до середины майского века.

Отложения среднего–верхнего кембрия–тремадока залегают несогласно и с размывом на подстилающих отложениях нижнего кембрия и верхнего венда, знаменуя начало нового этапа развития Восточного – Европейского кратона, который начался после поднятий и эрозии в конце раннего–начале среднего кембрия. Выделяется два этапа структурообразования: средне-позднекембрийский урдомско-никольский и позднекембрийско-тремадокский бугинский. По распространению прибрежно-морских фаций можно предполагать, что бассейны этого времени располагались в основном севернее Торопецко-Пачелмской шовной зоны. Однако на востоке и северо-востоке они, скорее всего, распространялись непрерывной полосой в Мезенскую синеклизу, но были уничтожены во время более поздних структурных перестроек. Наиболее вероятной причиной структурных преобразований региона во второй половине раннего кембрия явилось надвигание кадомских покровов на Тимане [25] и в северной Норвегии [59].

Средне-верхнекембрийский урдомско-никольский комплекс имеет мощность от 50 до 200 м. В нижней части он представлен песчаниками от мелко- до крупнозернистых. В средней и верхней частях появляются, затем начинают преобладать прослои алевролитов, глинистых алевролитов и глин. В течение среднего кембрия и до середины позднего кембрия трансгрессии моря происходили со стороны западных (в современных координатах) районов платформы. Интенсивность и время трансгрессий во многом контролировались структурными преобразованиями в пределах континентальных окраин каледонских палеоокеанических бассейнов Япетус и Палеоазиатском. Внутреннее строение бассейнов, распределение фаций определялись дифференцированными движениями различной направленности блоков фундамента Восточно-Европейского кратона. Пролитообразный характер бассейнов в основном был унаследован от рифтовой структуры рифейского времени (Оршано-Крестцовского и Среднерусского авлакогенов). Снос обломочного материала происходил частично с Балтийского щита и со стороны Волго-Уральского блока. Однако основная масса грубого, относительно незрелого обломочного материала (фация дельты низов разреза среднего кембрия) транспортировалась реками из областей кадомской и салаирской складчатостей на северо-востоке и востоке платформы.

Структурный план Московской синеклизы в раннем-среднем, начале позднего кембрия был частично унаследован от вендского времени (рис. 6). Главное отличие заключается в его существенном упрощении. Исчезли многочисленные линейные прогибы и поднятия северо-восточного простирания. Московская синеклиза в среднем кембрии представляла собой единый крупный прогиб северо-восточного простирания, нарушенный поперечными дислокациями в пределах Рыбинско-Вологодской зоны и восточнее Ловатского разлома. Кроме того, видимо, в это время или еще в раннем кембрии начинает дробиться и частично погружаться Новгородский массив.

В конце позднего кембрия–тремадоке (бугинское время) область наибольшего прогибания также совпадала с зоной разломов фундамента, имеющих северо-восточное простирание и ограничивающих рифейские авлакогены. Наиболее крупные из них – Тотьминский, Солигаличский и Чухломской. К грабенообразной зоне, ограниченной этими разломами, тяготеет глинистая, наиболее глубоководная фация этих отложений. Вблизи разломов иногда наблюдается перемятость осадков, зеркала скольжения, зоны трещиноватости и брекчирования, а также более интенсивная цементация пород. Максимальной мощности (85–100 м) глинистые отложения рассматриваемого возрастного диапазона достигают в зоне пересечения Тотьминского и Солигаличского разломов

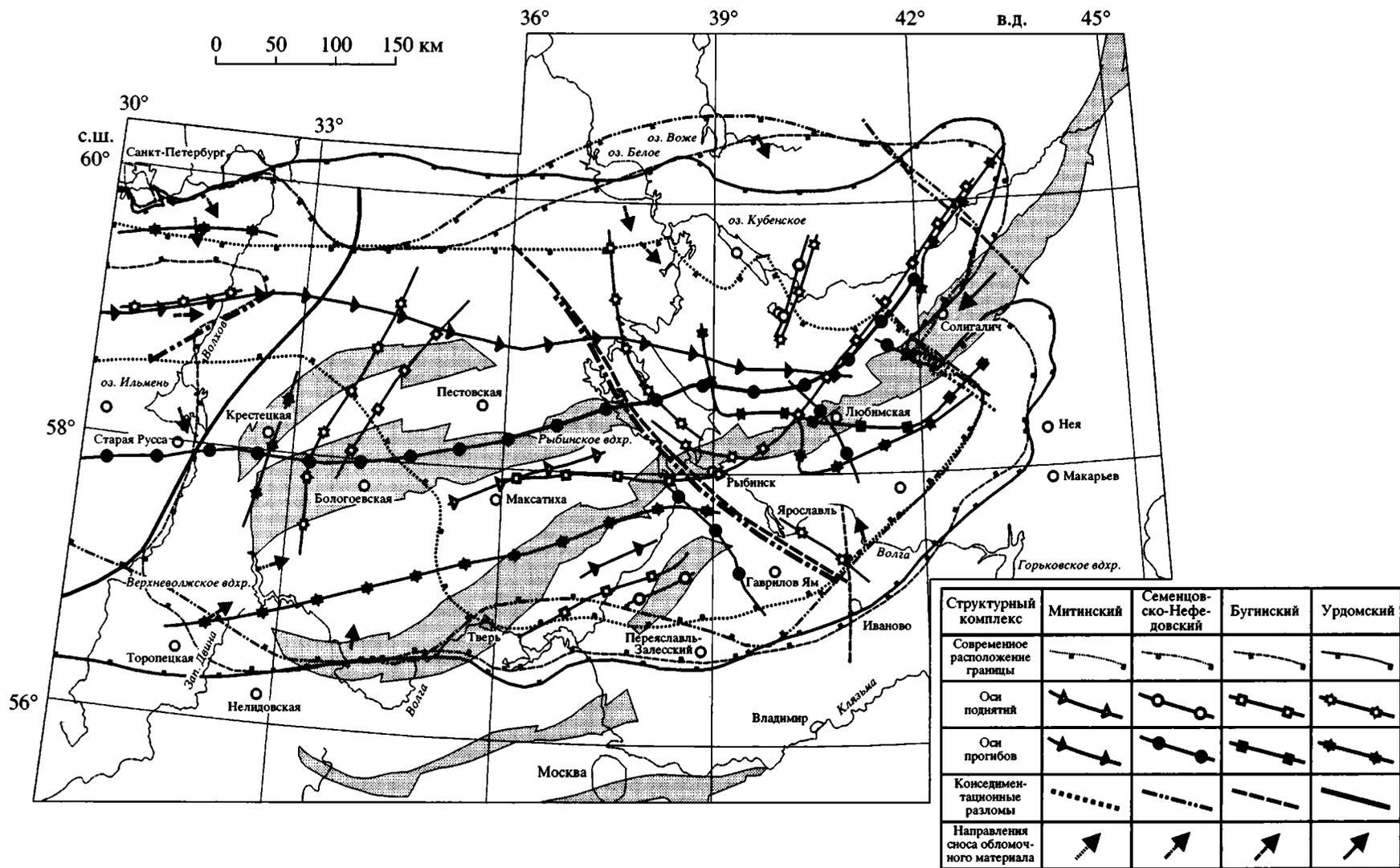


Рис. 6. Структурно-тектоническая схема раннепалеозойского осадочного бассейна Московской синеклизы
 Серым цветом обозначены контуры рифейских авлакогенов; кружками – местоположение скважин

фундамента северо-восточного простирания с Рыбинским разломом северо-северо-западного простирания. Именно здесь не только увеличивается мощность осадков, но и расширяется область прогибания, особенно в северо-восточном крыле Рыбинского разлома. Можно предполагать также движения сдвиговой природы вдоль Рыбинского и Вологодского разломов. Об этом говорит сложно изогнутая форма впадины, фиксируемая по распространению глинистой фации. Песчаные и песчано-алевролитовые фации мелководья и склонов слагают борта зоны наибольшего прогибания и отчетливо оконтуривают древние архейские ядра фундамента платформы, по-видимому, испытывавшие унаследованную от рифея и венда тенденцию к воздыманию. Так, отчетливо фиксируется Новгородский массив на западе, очевидно, служивший барьером между рассматриваемым Московским бассейном, покрывавшим центральные районы Русской плиты, и Балтийским, приуроченным к западному краю Восточно-Европейской платформы. Отмечается тектонический уступ вдоль Ловатского разлома, ограничивающего Новгородский массив с востока. Так, к западу от разлома осадки бугинского времени отсутствуют, в то время как к востоку их мощность достигает 30–40 м.

На севере зона осадконакопления ограничивается Карельским массивом. Новгородский и Карельский массивы принадлежат к структурам Балтийского щита. На юге и юго-востоке песчаные и песчано-алевролитовые фации оконтуривают Нелидово-Торжокский свод и Окско-Волжский массив, относящиеся уже к структурам Волго-Камского палеошифта. Таким образом, область накопления осадков бугинского времени, как и ранее, была приурочена к зоне сочленения Балтийского и Волго-Камского палеошифтов. Однако Московский морской бассейн бугинского времени уже испытывал общее погружение в северо-восточном направлении. В эту же сторону, судя по фациям, возрастала и глубина бассейна. Из этого можно заключить, что на северо-востоке бугинские отложения распространялись прежде гораздо дальше их современного ареала и были размыты в более позднее время. Углубление бугинского бассейна к северо-востоку, по всей вероятности, связано с погружением в конце кембрия – начале ордовика северо-восточного края Восточно-Европейской платформы в связи с развитием в Елецкой, Лемвинской и Малопечорской зонах процессов растяжения, утонения коры и рифтогенеза [24, 29]. Усиление движений по разломам связывается нами также с вращением Балтии в это время против часовой стрелки [55].

Таким образом, в конце позднего кембрия-тремадоке произошла крупная структурная перестройка Московской синеклизы и изменение ее общего наклона с юго-западного направления на

северо-восточное. Если в начале позднего кембрия (никольское время) с востока происходил привнос обломочного материала, то в конце позднего кембрия (бугинское время) с востока распространялась трансгрессия моря.

В раннем тремадоке Московская синеклиза в основном продолжала кембрийские тенденции развития.

Отложения *верхнего тремадока* представлены терригенным структурно-вещественным комплексом ухринской свиты мощностью 7–38 м, залегающим несогласно, с признаками размыва на породах бугинской свиты. Состав отложений во многом близок бугинскому структурно-вещественному комплексу. Отличие заключается в повышенной углеродистости пород и появлении застойных явлений в бассейне. Рельеф бассейна также в целом был унаследован от бугинского времени, но отличался большей сложностью и дифференцированностью, обилием тектонических уступов. Особенно следует отметить резкое воздымание оси прогиба к западу от Рыбинского разлома, а также резкие опускания вдоль Чухломского разлома. Все это позволяет говорить о некотором оживлении тектонической активности в ухринское время.

В результате опусканий вдоль Чухломского разлома зона наибольшего прогибания на линии Бологое – Сев. Молоково – Лежа – Солигалич оформилась более четко в виде прогиба, раскрывающегося к востоку-северо-востоку. Таким образом, можно с уверенностью говорить, что осадки ухринского времени, как и бугинского, распространялись к востоку-северо-востоку значительно дальше их современного ареала развития и были уничтожены в более позднее время, вероятней всего, в начале девона.

В начале аренига (семенцовско-нефедовское время) терригенная седиментация постепенно сменилась карбонатной из-за начавшегося поднятия уровня моря. В результате прибрежные поднятия кембрийско-тремадоковского времени начали затопляться, перестали служить источником терригенного материала и сформировался карбонатно-терригенный структурно-вещественный комплекс, залегающий на подстилающих отложениях согласно. Накопление этих отложений также сопровождалось существенными структурными преобразованиями. Московская синеклиза в это время испытала общее постепенное погружение, и ее площадь значительно увеличилась. Если судить по современному эрозионному срезу, то по сравнению с вендом и кембрием еще более упростилась общая структура синеклизы. В значительной мере утратили свое значение зоны поперечных дислокаций. В арениге Московская синеклиза представляла собой прогиб, ось которого располагалась над Центрально-Русской системой

авлакогенов. В южной части Рыбинско-Вологодской системы дислокаций наблюдается ряд небольших валов и прогибов, образованных движениями отдельных тектонических блоков. Возобновляется осадконакопление на Новгородском массиве, но он по-прежнему сохраняет относительно приподнятое положение и является некоторым барьером между Московской и Балтийской синеклизами. Кроме того, в аренигское время произошло общее расширение Московского бассейна и, возможно, возникли связи его с Прибалтийским бассейном и водоемом в Оршанской впадине. Наступление моря осуществлялось, по всей видимости, с северо-востока из Лемвинской и Малопечорской зон Урала, где наблюдается трансгрессивное перекрытие морскими глинистыми отложениями аренигского возраста субаквальных и мелководно-морских грабеновых фаций позднего кембрия–тремадока [24, 29]. Сходный стиль развития продолжался и в среднем ордовике.

Отложения *верхнего ордовика* сохранились от преддевонского размыва лишь в центральных, наиболее глубоко погруженных частях Московской синеклизы. Они залегают с размывом на карбонатных образованиях среднего ордовика и согласно перекрываются эвапоритами силура (ярославская серия). Это терригенно-карбонатные существенно доломитизированные отложения, нередко с ангидритовой минерализацией, мощностью до 120 м. Характерны контрастные колебания мощностей и наличие небольших впадин-ловушек, имеющих тектонические ограничения.

В дополнение к сказанному следует подчеркнуть, что, как и в позднем венде, строение западной части Московской синеклизы в раннем палеозое существенно отличалось от ее восточной части. В строении синеклизы выделяются аналогичные вендским четыре сегмента с запада на восток: Новгородский, Тверской, Рыбинско-Вологодский и Солигаличский (см. рис. 6). Наибольшее значение эта сегментация имела в кембрии. В ордовике происходит некоторое выравнивание условий.

Новгородский сегмент в раннем палеозое, как и в венде, характеризовался преимущественно субмеридиональным простиранием структур. В кембрии и большей части ордовика он сохранял относительно приподнятое положение и являлся барьером между Балтийской и Московской синеклизами. В отдельные периоды этот барьер препятствовал миграции фауны [14]. Лишь в позднем ордовике он испытал значительное погружение.

Тверской сегмент располагается между Бельско-Ловатской зоной разломов на западе и Рыбинским разломом на востоке. Этот сегмент на всем протяжении рассматриваемого периода испытывал умеренное погружение. Здесь никогда не возникало максимальных мощностей отложений

того или иного возраста. Наиболее приподнятой оставалась южная часть сегмента, включающая Торопецко-Пачелмскую шовную зону, препятствовавшую распространению нижнепалеозойских отложений к югу, и Нелидово-Торжокский свод. Эта южная часть Тверского сегмента часто подвергалась размыву и служила источником обломочного материала. Для Тверского сегмента характерны изменения простираний структур с северо-восточных в кембрии на субширотные в ордовике. Вероятно, это свидетельствует о смене полей напряжения.

Рыбинско-Вологодский сегмент соответствует одноименной зоне поперечных дислокаций. Он отличается наибольшей деформированностью отложений и их раздробленностью. В этой зоне господствуют северо-западные простирания поднятий и прогибов. Наиболее устойчиво Даниловское поднятие. Только в ордовике здесь начинают преобладать восточно-северо-восточные простирания, свойственные главному прогибу Московской синеклизы в ордовике. На строение отложений оказывали влияние также разломы, ограничивающие принадлежащий этому сегменту фрагмент Среднерусского авлакогена. Рыбинско-Вологодский сегмент отличается максимальными мощностями отложений, а в позднем кембрии и ордовике – относительной их глубоководностью, особенно в зоне над Среднерусским авлакогеном. Кроме того, в эту зону в наибольшем количестве поступал терригенный материал. Все это свидетельствует о том, что относительные перемещения по разломам, ограничивающим сегмент, создавали обстановку растяжения, а сегмент развивался в условиях интенсивного погружения.

Солигаличский сегмент является наиболее северо-восточной частью Московской синеклизы. Изучение режима его развития в раннем палеозое затруднено из-за размыва в преддевонское время. Для этого сегмента характерны устойчивые восточно-северо-восточные простирания структур. Наиболее крупные из них – Грязовецко-Тарногский и Галичский прогибы, а также разделяющий их Сухонский мегавал и ограничивающий с юго-востока Галичский прогиб Нижегородско-Бутурлинский мегавал. Сухонский мегавал сформировался над восточной частью Среднерусского авлакогена в позднем венде. Он служил источником обломочного материала также в урдомское и, возможно, в бугинское время. Однако в раннем ордовике он снова, видимо, вовлекся в интенсивное погружение, так как, несмотря на то, что в настоящее время ордовикские отложения здесь размывы, повсюду к нему примыкает наиболее глубоководная глинистая фация с остатками граптолитов. В целом для Солигаличского сегмента характерен устойчивый режим погружения, особенно в его грязовецко-тарногской части. Это позволяет предполагать, что Московская си-

неклиза в раннем палеозое представляла собой часть общего Московско-Мезенско-Печорского осадочного бассейна, т.е. являлась внутренним шельфом северо-восточной континентальной окраины континента Балтия.

К этому следует добавить, что современная структура отдельных структурно-вещественных комплексов нижнего палеозоя существенно отличается от их палеоструктуры и свидетельствует о существенных более поздних преобразованиях и структурных перестройках Московской синеклизы. Особенно наглядно это видно по несовпадению современного наклона структурных поверхностей с их первоначальным наклоном.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог сказанному, следует кратко остановиться на некоторых аспектах оценки отдельных структур Восточно-Европейской платформы на поиски месторождений углеводородного сырья. Установленные закономерности развития Восточно-Европейской платформы в рифее и венде, а также учет новых разработок сотрудников Геологического института Ю.А. Воложа, М.П. Антипова и Н.П. Чамова о ходе процессов генерации и аккумуляции углеводородов в центральных районах Восточно-Европейской платформы позволили существенно скорректировать господствующие до сих пор представления и уточнить направления нефтепоисковых работ. В соответствии с этой моделью, согласованной со сменой во времени тектонических обстановок (для каждой из которых характерна своя интенсивность тепловых потоков), рифейско-нижневендский доплитный комплекс представляет собой единый гидродинамический этаж, внутри которого процессы генерации углеводородов начались в конце венда и продолжались в палеозое. Основным продуктивным горизонтом доплитного комплекса является терригенная толща верхнего рифея–нижнего венда, залегающая непосредственно под флюидоупором. Региональным флюидоупором для этого этажа служит верхневендская существенно глинистая толща. Современная структура регионального флюидоупора контролирует распределение региональных зон генерации и аккумуляции в нем углеводородов. На рис. 1 представлена структурная карта центральных районов Восточно-Европейской платформы, из которой видно, что на западе России располагается главная зона регионального нефтегазонакопления, приуроченная к Белорусской антеклизе и зоне сочленения Оршанской впадины с Московской синеклизой. К сожалению, именно этот район остается в настоящее время наименее изученным. Имеющиеся геолого-геофизические данные свидетельствуют лишь о потенциальной нефтегазоносности рифейско-вендских отложений западных терри-

торий центральных районов Восточно-Европейской платформы. Разработанная в Геологическом институте РАН модель учитывает также уже накопленный опыт нефтепоисковых работ и предлагает учитывать структурную позицию уже открытых месторождений и проявлений, известных на Восточно-Европейской платформе. Их позиция позволит при достижении необходимого уровня изученности Белорусской антеклизы перейти от регионального к локальному прогнозу. Рассмотрим кратко известные типы.

Промышленная нефтегазоносность в пределах Восточно-Европейской платформы в настоящее время установлена в породах фундамента (например, северный борт Днепровско-Донецкого авлакогена), верхнего протерозоя в Припятском прогибе и на восточном склоне Тимана, среднего кембрия в Балтийской синеклизе, ордовика, силура и нижнего девона – в Тимано-Печорском бассейне, среднего и верхнего девона в Припятском, Волго-Уральском бассейнах, карбона, перми и триаса – в Днепровско-Донецком и Тимано-Печорском бассейнах.

Выделено несколько типов месторождений и структур, благоприятных для поисков месторождений углеводородного сырья.

1. Залежи, приуроченные к разломам фундамента. Наиболее благоприятными для аккумуляции нефтяных и газовых месторождений являются зоны резко выраженных и долгоживущих разломов, таких как зоны краевых нарушений авлакогенов или полоса тектонических нарушений, ограничивающих окраины Восточно-Европейской платформы, а также участки сочленения и пересечения сопряженных систем региональных разломов протяженностью 300–500 км и шириной 50–80 км. Коллектором при этом могут быть как тектониты высокой пористости, так и приуроченные к разломам трещинные коры выветривания. Наиболее типичными примерами является северный борт Днепровско-Донецкого авлакогена (в его пределах открыто восемь месторождений – 8 залежей в коллекторах коры выветривания фундамента и 3 в коллекторах тектонитов), скважина Туймазы–2000 Волго-Камского бассейна, ряд месторождений юго-западной окраины платформы. Формированию нефтегазовых залежей в коре выветривания фундамента также способствуют тектонические движения блоков фундамента, в результате которых поднятые блоки начинают контактировать с нефтенасыщенными осадочными породами, имеющими непроницаемые глинистые покрывки. Кроме того, выделяются пока слабо изученные субвертикальные столбообразные зоны дезинтерированных гранитных выступов древнего фундамента, которые иногда служат сложнопостоянными резервуарами для углеводородов [15, 22].

2. Залежи, приуроченные к доплитному комплексу отложений рифея-нижнего венда. Рифейские осадочные бассейны Восточно-Европейской платформы относятся пока к категории бассейнов лишь с установленными нефте- и газопроявлениями. Основным продуктивным горизонтом доплитного комплекса является терригенная толща верхнего рифея-нижнего венда, залегающая непосредственно под флюидоупором и на углеродисто-глинистых отложениях нижней части верхнего рифея или на кристаллических породах фундамента. Региональным флюидоупором для этого этажа служит верхневендская глинистая толща основания плитного комплекса. Современная структура регионального флюидоупора контролирует распределение региональных зон генерации и аккумуляции в нем углеводородов. При этом наибольший интерес, как было отмечено выше, представляет зона крупного устойчивого поднятия в зоне сочленения Оршанской впадины и Крестцовского авлакогена, а также грабены зон перикратонных опусканий, особенно в Предтиманье и в основании Камско-Бельской синеклизы [32].

Определенный интерес могут представлять приразломные поднятия в зонах выклинивания верхнерифейско-нижневендских отложений (см. рис. 3). Однако недостатком этих объектов является не слишком высокое содержание органического вещества в глинистых нефтематеринских породах, а также относительно низкая (12–18%, по данным НПЦ “Недра”, 2001 г.) и слабо изученная пористость верхнерифейско-нижневендских пород, которая, однако, в приразломных зонах может возрастать. Это тем более вероятно, что подвижки по этим разломам, как было показано выше, возобновлялись в течение всего палеозоя, а иногда и в мезо-кайнозой. Кроме того, как следует из-за унаследованного развития ряда разломов и структур фундамента в позднем докембрии, а также благодаря другим общим тектоническим, геодинамическим и гидрогеологическим факторам, следует предполагать, что процессы нефтегазонакопления в верхнедокембрийских осадочных комплексах и в складчатом фундаменте тесно взаимосвязаны.

3. Залежи, приуроченные к плитному комплексу Московской синеклизы. Оценка нефтегазового потенциала плитного комплекса этой территории проводилась, начиная с конца сороковых годов прошлого века. Однако за более чем полувековую историю изучения и, несмотря на значительный объем проведенных здесь геолого-геофизических работ, получены лишь непромышленные притоки нефти из нижней части отложений верхнего венда (Даниловская площадь) и среднего девона (скв. 2-Нейская). По мнению А.К. Воронцова с соавторами [6], основными причинами низкой эффективности поисковых работ является недостаточный учет особенностей

геологической истории синеклизы и ее структуры, особенно несоответствия структурных планов палеозоя и более древних пород верхнего венда и нижнего кембрия. Как было показано выше, территория Московской синеклизы на рубежах смены тектонических эпох испытывала азимутальные перестройки структурных планов (в зависимости от активизации тектонических процессов в окружающих кратон океанах или покровно-складчатых поясах). При этом изменялись направления наклона поверхностей осадконакопления и трансгрессий морей, нивелировались ранее образованные локальные поднятия, а разрывные нарушения становились “зияющими”. Естественно, что залежи углеводородов, связанные с локальными структурами, в подавляющем большинстве расформировывались. Исключение могут составлять верхневендские структуры Рыбинско-Вологодской системы дислокаций, особенно Даниловский вал (см. рис. 5, 6), на южной оконечности которого уже выявлен непромышленный приток нефти из базального горизонта верхнего венда (скв. Даниловская). Кроме того, на Рыбинской площади из отложений среднего кембрия выделялся растворенный в воде метан.

Проведенный в НПЦ “Недра” и в Геологическом институте комплексный анализ показал, что основные перспективы нефтегазоносности Московской синеклизы следует связывать, как и предполагал Н.С. Шатский [45], с бортовыми зонами Московской синеклизы, где в местах выклинивания пластов-коллекторов развиты литологические и тектонические ловушки, а также с зоной сочленения Московской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы, Московской синеклизы и Оршанской впадины. Например, в зоне сочленения Московской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы на западном склоне Котельничского свода и северном склоне Токмовского свода верхнепалеозойские и мезокайнозойские образования значительно дислоцированы (часть этих дислокаций впервые описана Н.С. Шатским [44]) с образованием рельефно выраженных валов и локальных поднятий, которые сгруппированы в линейные валообразные зоны. Морфогенетическое разнообразие ловушек при этом определяется не только особенностями строения и петрографического состава отложений, но и морфологией поверхностей, структурами облекания, штамповыми складками, разнообразными формами выклинивания терригенных и карбонатных коллекторов на склонах выступов, сводов, горстов и грабенов [4, 12]. Возможное заполнение таких структур углеводородами могло происходить за счет как собственного нефтегазового потенциала, так и потенциала отложений венда, среднего и верхнего девона, находящихся в погруженной зоне сочленения синеклизы и антеклизы. Подобная модель формирования нефтяных месторождений харак-

терна для восточной части Волго-Уральской антеклизы, где источником углеводородов служили древние отложения впадин Предуральского краевого прогиба.

Как видно из приведенного материала, вклад Н.С. Шатского в познание тектоники, осадочных процессов и нефтегазоносности древних платформ огромен. Хочется подчеркнуть, что, в первую очередь, им были созданы методы анализа и научные подходы, которые широко используют исследователи и в настоящее время.

Автор выражает глубокую благодарность ФГУП НПП "Спецгеофизика" за разрешение публикации материалов сейсмопрофилирования. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ, грант № 03-05-64625.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.
2. *Богданов Ю.Б., Левченко О.А., Комаров А.Н., Яковлева С.З., Макеев А.Ф.* О новом типе разреза нижнего рифея на Балтийском щите // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 1. С. 76–78.
3. *Богданова С.В., Хераскова Т.Н., Постников А.В., Волож Ю.А.* Мезо-Неопротерозойская Балтика: внутренняя часть и окраины // Материалы международной конференции "Магматизм на пассивных окраинах Родины" (в пределах Международного Проекта МПГК-440). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 6–7.
4. *Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.* Особенности тектоники верхневендских отложений Московской синеклизы в связи с проблемой их нефтегазоносности // Геотектоника. 1998. № 6. С. 23–33.
5. *Волож Ю.А., Леонов Ю.Г., Антипов М.П. и др.* Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1993. № 1. С. 28–43.
6. *Воронцов А.К., Каграманян Н.А., Андреева Н.А., Хераскова Т.Н.* Новые нефтепоисковые объекты Московской синеклизы // Новые идеи в геологии нефти и газа. Актуальные проблемы геологии нефти и газа. Материалы седьмой международной конференции М.: ГЕОС, 2004. С. 114–115.
7. *Гарецкий Р.Г.* Палеотектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1983. 182 с.
8. *Гарецкий Р.Г.* Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. 1995. № 4. С. 16–28.
9. *Гарецкий Р.Г., Айсберг Р.Е., Николаев В.Г.* Московская синеклиза: зарождение и эволюция // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 4. С. 506–509.
10. Геология СССР. Т. IV. Центр европейской части СССР. М.: Недра, 1971. 742 с.
11. *Гербар Д.И. и др.* Геодинамика зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты // Сов. геология. 1992. № 7. С. 42–50.
12. *Голов А.А., Дитмар В.И., Митрейкин Ю.Б.* Перспективы дальнейших поисков залежей нефти и газа в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Геология нефти и газа. 1994. № 10. С. 2–6.
13. *Демченко А.С., Демченко Б.М., Сычкин Н.И.* Современный взгляд на тектоническое строение центральной части Русской плиты // Геологический вестник центральных районов России. 1998. № 2–3. С. 5–17.
14. *Дмитровская Ю.Е.* Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Московской синеклизы. Статья 2. Ордовик // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 2. С. 82–93.
15. Докембрий Восточно-Европейской платформы: геология и нефтегазоносность. С-Петербург: ВСЕГЕИ, 2002. 391 с.
16. *Казак А.П., Якобсон К.Э.* Инъекционные туффзиты в докембрийском чехле Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 1999. № 4. С. 522–525.
17. *Клевцова А.А.* Об основных чертах истории Русской платформы в рифее // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 7. С. 3–13.
18. *Леонов Ю.Г.* Учение о платформах Н.С. Шатского и современные подходы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 6. С. 16–24.
19. *Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфилов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала. Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 351 с.
20. *Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Пространственно-временные соотношения структур Тихоокеанского и Индо-Атлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799–802.
21. *Нагорный М.А., Николаев В.Г.* Квазиплатформенный чехол запада и центра Восточно-Европейского кратона // Литасфера. 2003. № 1(18). С. 14–20.
22. Осадочные бассейны / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож М.: Научный мир, 2004. 525 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).
23. *Постникова И.Е.* Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М. Недра, 1977. 221 с.
24. *Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
25. *Пучков В.Н.* Уралиды и Тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003. № 1–2. С. 28–39.
26. *Пуцаровский Ю.М.* О некоторых новых работах по геологии южной окраины Донецкого бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 1. С. 134–138.
27. *Пуцаровский Ю.М.* Николай Сергеевич Шатский (Некролог) // Геология рудных месторождений. 1960. № 5. С. 3–5.
28. *Рихтер Я.А.* Глубинное строение Пачелмского авлакогена и его сочленения с Прикаспийской впадиной // Очерки региональной геодинамики Прикаспийской впадины и ее обрамления. Саратов: Научная книга, 2003. С. 17–23.
29. *Руженцев С.В., Гептулкабиров М.М., Аристов В.А.* О возрасте кремнистых и вулканогенно-

- кремнистых отложений Лемвинской зоны Полярного Урала // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 1. С. 78–80.
30. Сапожников Р., Берзин Р., Сулейманов А., Рассомахин В. Новые данные о строении осадочного чехла Мезенской синеклизы // Технологии ТЭК. 2003. № 5. С. 3–7.
 31. Симонович И.М. Минералогия и петрография рифейских отложений Московского грабена // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 5. С. 533–543.
 32. Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др. Тектоника и нефтегазоносность рифейских осадочных бассейнов Северной Евразии // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. Т. 1. Фундаментальные основы нефтяной геологии. С.-Пб.: ВНИГРИ, 1999. С. 133–148.
 33. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. Уфа: КИВЦ АНК “Башнефть”, 2000. 81 с.
 34. Тектоника, фации и формации запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1987. 214 с.
 35. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. 1 : 5000000 / Гл. ред. Н.С. Шатский. М.: Госгеолтехиздат, ГИН, ВСЕГЕИ, 1956.
 36. Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 403 с.
 37. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Андреева Н.К., Воронцов А.К., Каграманян Н.А., Певзнер Л.А., Сычкин Н.И., Коновальцев Ю.Б., Филин С.И. Новые данные о строении и условиях накопления отложений рифея – раннего венда в Центрально-Русской системе авлакогенов // Геологический вестник центральных районов России. 2001. № 1. С. 10–22.
 38. Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф., Горбачев В.И. Позднерифейское осадконакопление в Среднерусском авлакогене // Литология и полезные ископаемые 2003. № 5. С. 539–550.
 39. Чумаков Н.М. Палеогеография венда и кембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Древлянская эпоха // Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1980. С. 8–14.
 40. Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы // Бюл.МОИП. Отд. геол. 1932. Т. 10. № 3–4. С. 3–34. (Н.С. Шатский. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 195–228).
 41. Шатский Н.С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. 15. № 1. С. 4–27 (Н.С. Шатский. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 229–250).
 42. Шатский Н.С. О синеклизах А.П. Павлова // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1940. Т. 18. Вып. 3–4 (Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 271–277).
 43. Шатский Н.С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 4. С. 10–26 (Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 459–474).
 44. Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Западного Урала // Материалы к познанию геологического строения СССР. Нов. серия. М.: 1945. Вып. 2(6) (Н.С. Шатский. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 288–368).
 45. Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 1 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1 (Н.С. Шатский. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 369–425).
 46. Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1. С. 37–56 (Н.С. Шатский. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 475–494).
 47. Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30. № 5. С. 3–26 (Н.С. Шатский. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 523–543).
 48. Шатский Н.С. Рифейская эра и байкальская складчатость // Избранные труды. М.: Наука, 1962. Т. 1. С. 600–619.
 49. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 4 // Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 495–522.
 50. Шатский Н.С. О прогибах донецкого типа // Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 544–553.
 51. Шатский Н.С. О геологических формациях // Н.С. Шатский. Избранные труды. М.: Наука, 1965. Т. 3. С. 7–12.
 52. Шатский Н.С., Чудаков Е.А., Лупинович И.С. Нефтяные ресурсы Второго Баку. Основные итоги работ за 1942–1944 гг. М.: АН СССР. Совет по изучению производительных сил; Комиссия по мобилизации ресурсов Среднего Поволжья и Прикамья, 1945. С. 70–81.
 53. Яцкевич С.В. Стратиграфия и перспективы нефтегазоносности додевонских отложений Саратовского Поволжья // Проблемные вопросы региональной и местной стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Материалы региональной научно-практической конференции 9–12 октября 2001 г. Саратов: НВ НИИГТ, 2001. С. 19–20.
 54. Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. № 1. P. 3–21.
 55. Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volosh Yu.A. The Vendian-Early Paleozoic History of the Continental Margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean, and Central Asian Foldbelt // Russian Journal of Earth Sciences. 2003. Vol. 5. № 3. P. 165–184 (URL: <http://rjes.wdcb.ru/v05/tje03123.htm>).
 56. Mints M.V., Konilov A.N. Geodynamic crustal evolution and long-lived supercontinents during the Palaeoproterozoic: evidences from granulite-gneiss belts, collisional and accretionary orogens // 3.9. The Precambrian Earth: Tempus and events in series Developments in

- Precambrian Geology, 12 / Eds. P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller and O. Catuneanu. Series Ed. K.C. Condie). Amsterdam-Boston and other: Elsevier, 2004. P. 223–239.
57. *Piip V.B., Melikhov V.R., Ephimova E.A.* Structural evolution of the Mid-Russian aulacogen using origin method of seismic inversion // Eage 62-nd Conference and technical Exhibition – Glasgow, Scotland, 29 May – 2 June 2000. P. 191–194.
58. *Rogers J.J.W.* A History of Continents in the past Billion Jears // The Journal of Geology. The University of Chicago, 1996. Vol. 104. P. 91–107.
59. *Sturt B.A., Roberts D.* Caledonides of northermost Norway (Finnmark) // Caledonian-Appalachian orogen of the North Atlantic region. Ottawa: Energy and Resources Canada, 1978. P. 17–24.

Рецензент: Р.Г. Горецкий

The Significance of N.S. Shatsky's Works on the Tectonics of Ancient Platforms and Their Petroleum Resources from a Modern Viewpoint

T. N. Kheraskova

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
e-mail: kheraskova@ginras.ru*

Abstract—The Riphean–Early Paleozoic evolution of the sedimentary cover of the East European Platform and the problems of the platform's petroleum resources are discussed. Special emphasis is placed on the fundamental importance of N.S. Shatsky's ideas of comparative tectonics of ancient platforms and these ideas' contribution to the modern principles of basin analysis, which are vital in forecasting and prospecting for hydrocarbon resources.

УДК 551.24.05

ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

© 2005 г. М. Г. Леонов

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 15.04.2004 г.

Сформулировано представление о вертикальной аккреции как о совокупности процессов и явлений, связанных с взаимодействием различных оболочек Земли. Показано, что на границах различных слоев и оболочек (разделы: М; нижнекоровый/верхнекоровый слой; фундамент/чехол; верхняя кора/гидроатмосферная оболочка) в результате физико-химического (структурно-вещественного) взаимодействия вещества происходят процессы гомогенизации и относительной сиализации и гранитизации горных масс. Описаны некоторые факторы и механизмы, ответственные за процесс сиализации горных пород и формирование новых объемов гранитно-метаморфического слоя. Сделан фундаментальный вывод о существенной роли взаимодействия оболочек Земли в процессе становления консолидированной коры континентов.

ВВЕДЕНИЕ

Вертикальная аккреция – прогрессивное наращивание консолидированной коры и (или) изменение ее внутренних свойств в сторону кратонизации (сиализации, гранитизации) под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие различных оболочек и слоев Земли; осуществляется в результате перехода пород из одной оболочки литосферы в другую вследствие их структурно-вещественных (физико-химических) преобразований и изменения петрофизических свойств; приводит к смещению границ консолидированной коры в вертикальном разрезе.

В течение ряда лет в Геологическом институте РАН разрабатывалась концепция вертикальной аккреции как одного из факторов формирования консолидированной земной коры. В начале 90-х годов XX века было сформулировано представление о вертикальной аккреции как об увеличении мощности коры за счет тектонического совмещения литопластин земной коры [48]. В последующем эта проблема стала предметом специального исследования в рамках межлабораторной программы, результатом чего явилось издание двух коллективных монографий – “Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект” [25] и “Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы” [8], авторами которых являются ученые Геологического института РАН и некоторых других геологических учреждений. Разработка концепции вертикальной аккреции была отмечена в перечне главнейших достижений Российской академии наук за 2001 г.

Эта статья, помимо моих собственных данных, основана на широком использовании материалов, содержащихся в упомянутых выше монографиях,

и является как бы их кратким рефератом. За рамками статьи, естественно, остается огромный фактический и аналитический материал, содержащийся в монографиях, только библиография по которому насчитывает более тысячи наименований. Авторы разделов этих монографий по праву могли бы являться соавторами этой публикации, и я пользуюсь случаем выразить свою искреннюю благодарность всем, кто принимал участие в написании цитированных выше книг. Право на самостоятельную публикацию по этому вопросу мне дает только то, что я являлся инициатором постановки проблемы, руководителем одноименной межлабораторной темы, автором нескольких разделов упомянутых монографий, их составителем и ответственным редактором одной из них¹. Кроме того, в этой публикации приведены некоторые новые данные и формулировки, касающиеся рассматриваемой проблемы.

СУТЬ ПРОБЛЕМЫ

Определение понятия “земная кора”, по-видимому, впервые было дано в 1835 г. Ч. Ляйелем, который рассматривал ее как поверхностные доступные прямому наблюдению части нашей планеты. Позднее (например, в работах Дж. Дена и А. Гейки) в представление о земной коре были привнесены элементы историко-геологического содержания. Но, по существу, понятие “земная кора” приобрело определенность только после того, как в 1909 г. А. Мохоровичичем был открыт раздел, названный его именем (сокращенно “М”), который характеризуется скачкообразным изме-

¹ При дальнейшем изложении текста в косых скобках будут указаны фамилии авторов тех или иных положений, высказанных в упомянутых монографиях и приводимых мной в статье.

нением скорости распространения сейсмических волн. С тех пор принимается (В. Беньофф, А. Берч, Б. Гутенберг, Р.М. Деменицкая), что “земная кора” включает все осадочные и кристаллические породы, лежащие выше поверхности М. Фундаментальными свойствами литосферы, в том числе и земной коры, являются латеральная неоднородность и вертикальное расслоение [41]. Латеральная неоднородность выражена в подразделении земной коры на три типа: океанический, переходный и континентальный; вертикальное расслоение – в наличии ее слоистой, оболочечной структуры.

Представление о консолидированной коре как о самостоятельной геологической оболочке появилось позднее. Оно восходит к работам Э. Аргана и развивалось многими учеными (Г. Штилле, Ж. Гогель, В.В. Белоусов, В.Е. Хаин и др.). В современной геологической литературе консолидированная кора континентов – это, с одной стороны, совокупность физически и, как считается, петрохимически различных слоев: верхнего “гранитного” (гранитно-метаморфического, гранито-гнейсового) и нижнего “базальтового” (гранулит-базитового), а с другой стороны, – обозначение совокупности комплексов пород, претерпевших складчатость, метаморфизм и гранитизацию. В соответствии с этим неотъемлемыми свойствами консолидированной коры принято считать близость средневзвешенного состава пород к андезиту [11] или к гранодиориту [2] и наличие в ее составе гранитно-метаморфического слоя [53]. Синонимом понятия “гранитно-метаморфический слой” является понятие “сиаль” (от Si – “силициум” и Al – “алюминий”), которое предложено Э. Зюссом для обозначения легких масс земной коры, в противоположность тяжелому фемическому субстрату (“сима”). Термин “сима” был закреплен за базальтовым слоем. В последнее время понятие “консолидированная кора”, кроме вещественной, дополнено еще одной важной характеристикой – определенными реологическими свойствами, а именно способностью к объемному (3D) тектоническому течению или к так называемой реидной (от греч. “рео” – течь) деформации [21–23].

До недавнего времени подразумевалось, что консолидированная кора, раз сформировавшись, не подвержена в дальнейшем ни серьезным структурно-вещественным преобразованиям, ни существенным вариациям объема, ни изменениям положения ее границ. В то же время было ясно, что взаимодействие различных слоев земной коры и прилегающих к ней мантийной и гидро-атмосферной оболочек в условиях сложноградиентного поля напряжений является мощным стимулом развития геологических процессов и систем (труды В.И. Вернадского, В.М. Сеницына, Н.П. Виноградова и др.). В этом направлении были проведены специальные исследования, в ре-

зультате которых установлено, что консолидированная кора претерпевает заметную постумную переработку, связанную с изменением ее структуры, состава и объема, а нижняя и верхняя границы консолидированного слоя могут со временем менять свое положение в разрезе литосферы [15, 18, 20–23, 25, 28–32]. Эти данные привели к возникновению фундаментального понятия “*вертикальная аккреция земной коры*”, суть которого сформулирована во введении.

Формирование консолидированной земной коры и ее гранито-гнейсового слоя – фундаментальное явление геологической эволюции Земли, что отражено в трудах многих ученых (О.А. Богатиков, Л. Боуэн, В.А. Жариков, Д.С. Коржинский, В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, Ф.А. Летников, К. Менерт, А.В. Пейве, Э. Раген, Х. Рид, Дж. Пирс, Б. Чепел, А. Уайт, Л.В. Таусон, Г. Шубер и др.). Сиалический слой и консолидированная кора в целом представляют собой новообразования, сформированные на геологической стадии развития планеты и отражающие в особенностях своего строения специфику этой стадии [46]. Значительный объем первичной сиалической коры сформирован в архее. По разным оценкам это 50–85% от ее современного объема [4, 5, 10, 42, 50, 52, 56, 59; др.]. В последующие эпохи происходит структурно-вещественная трансформация первичной коры, а также наращивание гранитно-метаморфического слоя за счет возникновения его новых объемов, т.е. процессы гранитизации или, несколько шире, – сиализации корового слоя. Суть вещественной трансформации “первичной” коры заключена в преобразовании анортозитового [39, 62] или анортозит-андезитового [11] корового слоя в кору анхигранитного состава. Эти преобразования связаны с процессом гранитизации – “совокупности сложных процессов..., заключающихся в том, что различные горные породы (осадочные, изверженные или метаморфические) под влиянием ряда факторов изменяют свой состав и структуру и превращаются в граниты...” [40, с. 91]. Образное определение “гранитного” слоя земной коры дано В.И. Вернадским, который указывал, что гранитная оболочка планеты по своему веществу отвечает метаморфизованному, мигматизированному и переплавленному веществу геологически былых геосфер [6].

Но в конечном итоге возникает не чисто “гранитный”, а “гранитно-метаморфический” слой, имеющий неоднородное, пятнистое, гетерогенное строение. И главным “является не степень приближения состава пород к граниту, а общая петрогенетическая тенденция обогащения пород гранитофильными компонентами в данной части геологического пространства” [14, с. 69], т.е. сиализация горных масс. Главной петрохимической тенденцией при гранитизации является дебазификация исходной породы [35]. То же самое можно

сказать и о сути преобразования магматических и вулканических пород базальтоидного ряда, а также производных от них осадочных пород, которые в конечном итоге вошли или войдут в состав консолидированного гранитно-метаморфического слоя континентов. При этом большое значение приобретают процессы метаморфизма, в результате которых происходит замещение исходных минеральных ассоциаций метаморфическими и, как следствие, повышение степени кристалличности пород. А эти явления в совокупности приводят к изменению не только вещественного состава, но и реологии породных масс, которая является одним из определяющих признаков консолидации корового слоя [22, 23]. Процесс гранитизации во многих случаях имеет биметасоматическую природу, и в результате реакций обмена между различным типами пород происходит их взаимное объемное замещение и увеличение объема пород, величина которого варьирует от 5 до 36% в зависимости от их исходного состава [36].

Формирование новых объемов гранитно-метаморфического слоя, изменение его мощности и внутренних свойств связано с эндогенными и экзогенными факторами (седиментационными, магматическими, структурно-метаморфическими), в результате которых происходит [5, 46, 62]: А) латеральное приращение новых порций сиалического материала, или “латеральная аккреция” (lateral accretion), и/или Б) вертикальное наращивание сиалического слоя, или “вертикальная аккреция” (vertical accretion). Последняя осуществляется за счет: подслаивания снизу (underplating, underaccretion); наслаивания сверху (overplating, overaccretion) и внутрикоровых процессов (intraplating, intraaccretion) (рис. 1). Приведем примеры трех перечисленных вариантов вертикальной аккреции.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Процессы вертикальной аккреции на разделе “фундамент-чехол”

Процесс наращивания консолидированной коры (гранитно-метаморфического слоя) сверху (overplating, overaccretion) имеет место в различных геодинамических обстановках – разновозрастных подвижных (покровно-складчатых) поясах, на территории древних платформ, в переходных зонах “океан-континент” и пр. Большой фактический материал по этому вопросу содержится в цитированных выше монографиях, здесь же будут продемонстрированы лишь некоторые примеры.

Южный Тянь-Шань. Детальное описание строения и эволюции Южного Тянь-Шаня содержится в ряде статей и монографий, в том числе в работах автора [18, 19, 23]. В структурно-тектоническом смысле Южный Тянь-Шань представляет собой часть Урало-Монгольского пояса (для палео-

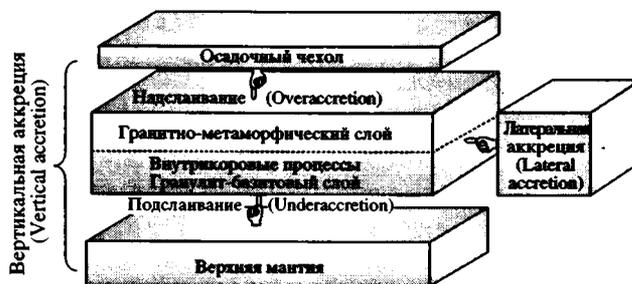


Рис. 1. Схема, отражающая различные механизмы аккреции корового слоя континентов

зойского этапа) или часть Евразийского внутриконтинентального орогена (для альпийского этапа). Этот регион прошел сложную и многоэтапную историю геологического развития, включающую несколько стадий: палеоокеан (с корой мафического типа) – покровно-складчатая область – платформа – современный ороген (с корой континентального типа), то есть налицо факт создания консолидированной коры на месте палеоокеанического пространства. Характерным тектоническим элементом этого покровно-складчатого сооружения являются протяженные синформные зоны с развитыми в их пределах вулканитами основного состава (базальтоидами), зеленосланцевым метаморфизмом и венчающими разрез мощными толщами рифогенных отложений. Изучение этих зон, в частности, Ганза-Чимтагинского (Зеравшано-Гиссарская синформная зона) и Сугутского (Восточно-Алайская зона) массивов, позволило установить следующую картину их геодинамического развития.

На ранних этапах эволюции (O-S₁) эти зоны представляли собой подводные и островные вулканические гряды, заложившиеся на коре мафического типа (рис. 2, А), о чем свидетельствуют петрохимический состав вулканитов и наличие ультрабазитов и габброидов. На возникновение вулканической постройки, приподнятой над общим уровнем моря, указывает, в частности, присутствие гравитационных и вулканогенно-гравитационных микститов. На границе S₁/S₂ вулканическая деятельность в их пределах затухает, и на вершинах вулканических гор формируются толщи (≅ 2 км) рифогенных известняков, что фиксирует длительное (вплоть до С₁) опускание кровли вулканических построек. Образуются морфоструктуры, аналогичные современным “seamount”, а затем они трансформируются в морфоструктуры типа гайотов и атоллов.

Опускание связано с процессом пластического течения вулканического основания, которое сопровождалось метаморфизмом, гравитационным расплющиванием и рассланцеванием пород, а также вещественными изменениями: породы пре-

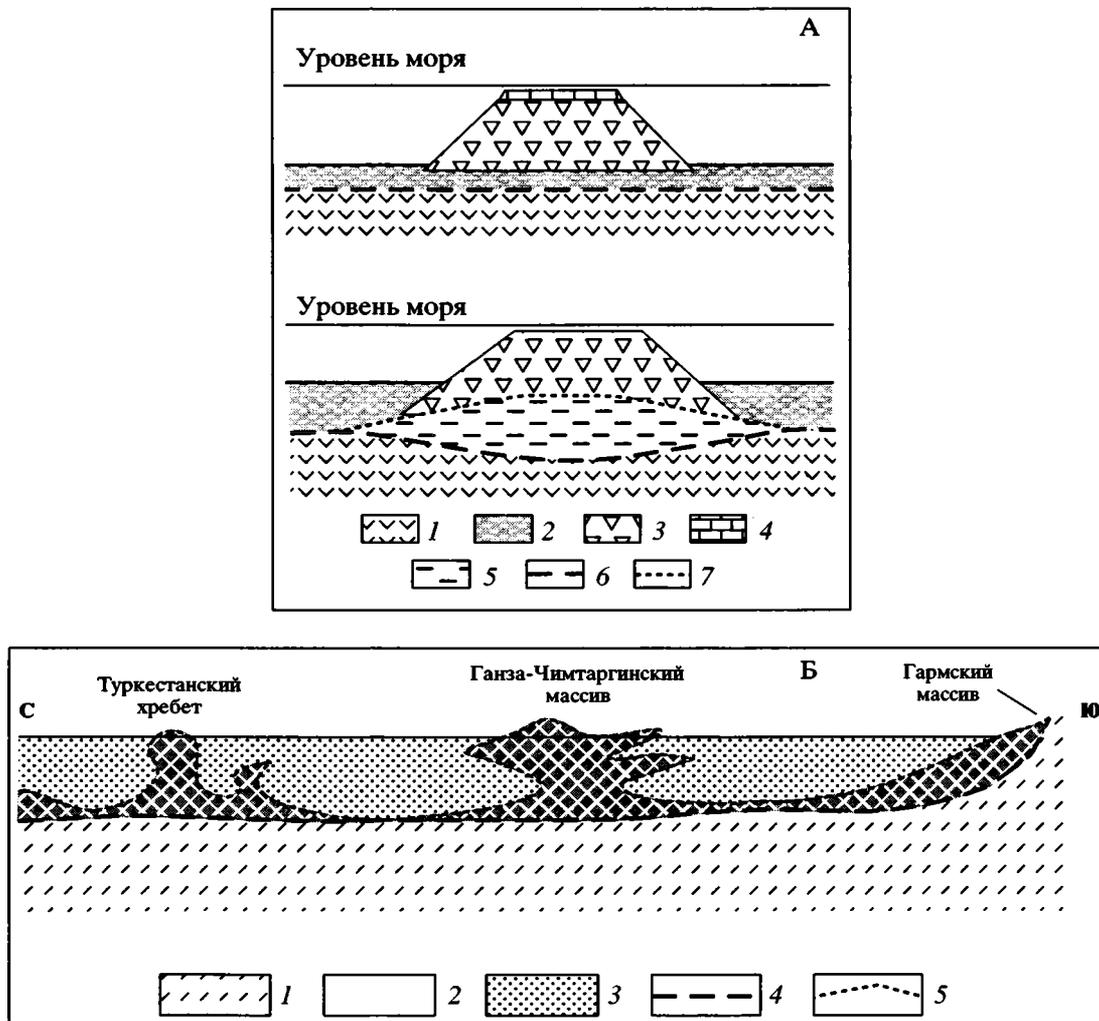


Рис. 2. Возникновение новых объемов консолидированной коры в пределах Южного Тянь-Шаня: А – формирование объемов квазиконсолидированной коры в подошве палеовулканических гряд (атоллов, гайотов); Б – соотношение границ консолидированного слоя разных генераций

А. 1 – породы палеокеанической коры; 2 – вулканогенно-осадочные отложения палеокеанического бассейна; 3 – базальтовое основание внутриокеанических гряд; 4 – рифовые известняки; 5 – метаморфические сланцы, сформированные за счет структурно-вещественной переработки базальтов в основании рифовых построек и сопряженных с ними осадочных отложений; 6 – граница коры 1-й генерации (океанический фундамент); 7 – граница квазиконсолидированной коры 2-й генерации.

Б. 1 – “гранитно-метаморфический” фундамент (консолидированная кора 3-й генерации); 2 – “метаморфический” фундамент (квазиконсолидированная кора 2-й генерации); 3 – “складчатый фундамент” (неконсолидированные комплексы палеозоя); 4 – поверхность “гранитно-метаморфического” фундамента; 5 – поверхность “метаморфического” фундамента

образовываются в метаморфические сланцы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма, и происходит гомогенизация структуры и составов исходных пород. Постепенно, в результате горизонтального перераспределения (растекания) масс и связанного с этим погружения, на уровень проявления зеленосланцевого и эпидот-амфиболитового метаморфизма приходят все более высокие горизонты пород, которые, в свою очередь, подвергаются метаморфизму, рассланцеванию и латеральному перерас-

пределению. В конечном итоге в основании подводных и островных гряд формируются мощные линзы метаморфических пород.

Процесс метаморфизма осуществляется в условиях взаимодействия пород с морской водой, усиленного флюидного режима и синметаморфического тектонического перемешивания базальтов, кремнисто-терригенных и пелитовых пород. В результате на меланократовом основании образуются мощные и протяженные тела метаморфических пород. Их химический состав может

иметь, как показали исследования пород океанического субстрата [17], повышенное в сравнении с исходными базальтами содержание литофильных элементов, прежде всего калия, щелочей и кремния, т.е. формируется некий “примитивный” метаморфический слой, валовой химический состав и минеральные комплексы которого имеют повышенное (по отношению к материнским породам) содержание “сиалических” компонентов. Изменяются и реологические свойства пород, приближаясь постепенно к таковым консолидированной коры. Эти объемы метаморфического (квазиконсолидированного) слоя с соответствующей реологией надстраивают меланократовый фундамент. При этом происходит смещение верхней физической границы консолидированных пород вверх по разрезу корового слоя. Таким образом, структурно-метаморфическая эволюция подводных вулканических гряд, расположенных на коре океанического типа, приводит к вертикальной наращиванию (аккреции) корового слоя за счет сиализации исходных базальтовых пород.

Базальтовый вулканизм, связанный с мантийной дифференциацией (о чем также будет сказано при рассмотрении процессов сиализации пород океанского дна), уже сам по себе является фактором не только формирования корового слоя, но и его сиализации относительно первичного мантийного (внекорового) вещества. Различия в химическом составе между базальтовыми выплавками и перидотитовым остатком хорошо известны, и они весьма велики. Так, сравнивая средние составы пород, приводимые Полдервартом, В.М. Синицин [46] указал на увеличение содержания ряда породообразующих компонентов в базальтах: SiO_2 – на 6–7%, Al_2O_3 – на 10–12%, CaO – в 2–3 раза, Na_2O – в 5–6 раз, K_2O – в 4–5 раз при параллельном уменьшении содержаний MgO – с 40 до 7–6% и FeO – с 10 до 6.5%. По мнению В.М. Синицина, за основной показатель сиализации может быть принято отношение SiO_2/MgO , которое для вещества мантии равно 1.5, для перидотитового остатка – 1, для базальтовых выплавок – 9. Более того, метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, в силу того, что термодинамические условия этих ступеней метаморфизма оказываются благоприятными для вхождения сиалических компонентов в решетки силикатов, способствует дальнейшей сиализации вещества. Сиалические компоненты концентрируются в составе гидроксилсодержащих минералов (мусковит, эпидот), минералов с повышенным содержанием щелочей (калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, слюды, щелочные амфиболы) и минералов с повышенным содержанием SiO_2 (кварц, полевые шпаты). Рассмотренные структуры выступают в роли ранних эпицентров метаморфизма.

Образование новых объемов этого квазиконсолидированного слоя на ранних этапах эволю-

ции региона происходит дискретно и лишь в отдельных зонах. Позднее, в период преобразования палеоокеанической области в покровно-складчатый пояс, а затем в молодую платформу, имеет место второй эпизод смещения физического раздела “фундамент–чехол”. Этот эпизод связан, с одной стороны, с гомогенизацией тектонически совмещенных и перемешанных фрагментов палеоокеана (мафической коры, сиалической коры микроконтинентов, метаморфических ядер, пород осадочно-вулканогенного чехла породных масс), а с другой стороны, – с их вертикальным структурно-вещественным расслоением. Результатом процесса является появление в регионе сплошного гранитно-метаморфического слоя.

Таким образом, формируется фундамент (консолидированная кора) двух генераций, различающихся набором породных комплексов, термодинамическими условиями формирования и временем возникновения. Первая генерация – “складчато-метаморфический” фундамент (квазиконсолидированный слой) с метаморфизмом не выше эпидот-амфиболитовой фации. Вторая генерация – “гранито-гнейсовый” фундамент с метаморфизмом амфиболитовой фации и ультраметаморфизмом (истинный консолидированный слой). При этом, как ни парадоксально, верхняя граница фундамента 1-й генерации частично расположена на более высоком уровне, чем верхняя граница фундамента 2-й генерации (см. рис. 2, Б).

Карельский массив. Это крупный геоструктурный элемент Балтийского щита. Он сложен архейским гранит-зеленокаменным и гранито-гнейсовым фундаментом, который с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрыт палеопротерозойским осадочно-вулканогенным протоплатформенным чехлом. Проблема взаимоотношений архейского фундамента и палеопротерозойского чехла уделяли внимание многие исследователи (например, работы К.О. Кратца, С.Б. Лобач-Жученко, Ю.В. Миллера, Л.П. Свириденко, В.В. Травина и мн. др.). Было установлено три типа взаимоотношений между фундаментом и чехлом: нормальный стратиграфический контакт с корой выветривания в основании чехла; контакт по зоне тектонического срыва, наследующего плоскость первичного несогласия; “постепенный” переход от фундамента к чехлу через зону вторичной гранитизации.

В контексте статьи последний вариант представляет наибольший интерес. Взаимоотношение фундамента и чехла изучены, в частности, в районе оз. Сегозеро, расположенного в центральной части массива (подробное описание в: [7, 8, 26]). Здесь выделены три породных комплекса, каждому из которых свойственны свои особенности состава, структуры и вторичных преобразований (рис. 3). Нижний комплекс (слои 1–3) представлен

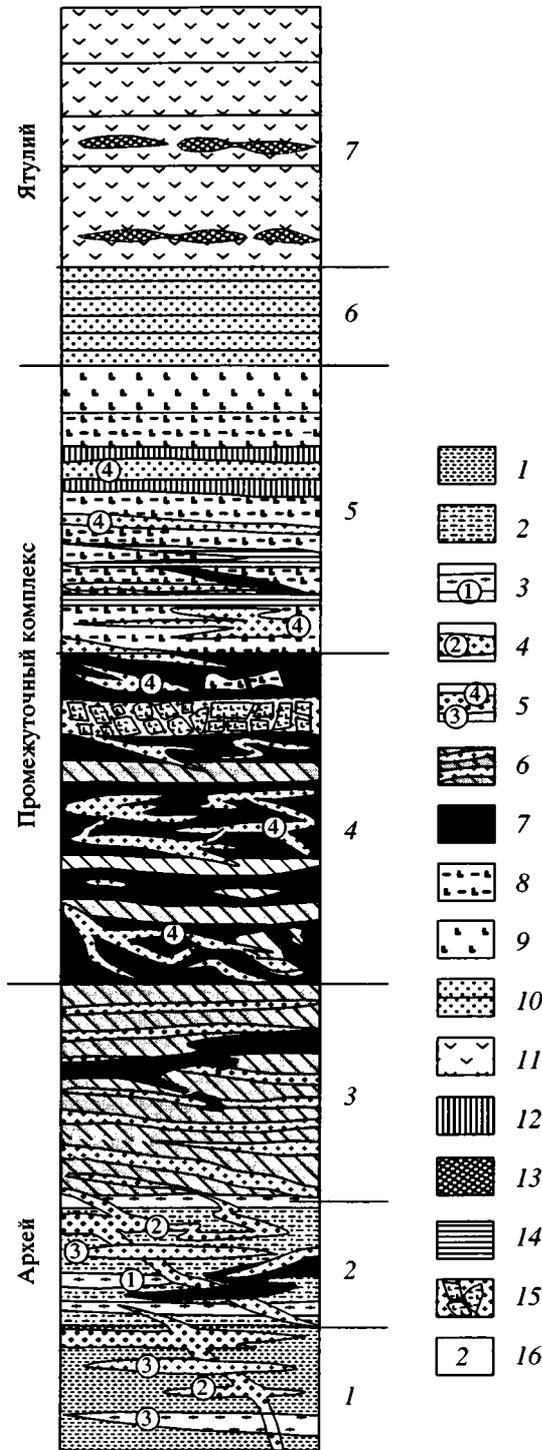


Рис. 3. Схематический разрез “промежуточного” комплекса на границе архейского фундамента и протоплатформенного чехла (район оз.Сегозеро, Карелия) [8]

1 – амфибол-биотитовые гранито-гнейсы; 2 – бластомилонитизированные и хлоритизированные гранито-гнейсы; 3 – послойные мигматиты первой генерации; 4 – мигматит-артериты второй генерации; 5 – жилы мигматитов третьей и четвертой генераций; 6 – мигматит-граниты (перекристаллизованные и ремобилизованные мигматиты первой и второй генераций); 7 – кварц-полевошпат-биотитовые породы (гранитизированные диабазовые порфиристы); 8 – гранитизированные габбро-диабазы; 9 – слабо измененные габбро-диабазы; 10 – ятулийские кварцито-песчаники; 11 – ятулийские метавулканы; 12 – вторичные кварциты; 13 – эпидиозиты; 14 – бластокатаклазиты и бластомилониты; 15 – агматиты; 16 – номера горизонтов. Горизонты 4 и 5 – область внедрения силлово-дайкового комплекса, реоморфизма, метасоматоза, гранитизации и бластомилонитизации

архейскими гранито-гнейсами и мигматит-гранитами; верхний (слои 6–7) – метасадочными (кварциты) и метавулканогенными породами раннепротерозойского (ятулийского?) возраста. В пограничной зоне между гранито-гнейсами архея и раннепротерозойскими отложениями развит “промежуточный” комплекс, представляющий собой сложное сочетание различных типов пород. Он включает в себя в различной степени переработанные и гранитизированные породы нижнего и верхнего комплексов, а также многочисленные тела (силлы, дайки, жилы) пород основного и кислого состава.

Приконтактная часть системы “фундамент-чехол” пронизана многочисленными дайками и телами основного состава, которые первично представляли собой диабазовые порфиристы и габбро-диабазы. Дайковый комплекс основных пород, сходный по составу с таковыми ятулийского возраста, насыщает образования фундамента с нарастающей интенсивностью по мере приближения к границе с чехольным комплексом. Тела габбро-диабазов, по-видимому, являются апофизами крупного субслоистого силла, расположенного на контакте архейских и ятулийских образований.

Гранито-гнейсы и дайковый комплекс прорваны многочисленными аплитовыми жилами более поздних генераций. При этом породы фундамента подверглись реоморфизму, а породы дайкового комплекса – брекчированию и пропитке палингенными гранитами, метаморфической дифференциации и рекристаллизации, метасоматозу и гранитизации. Это привело к формированию “переходного” или “промежуточного” комплекса, в пределах которого составы пород в значительной степени изменены процессами гранитизации и реоморфизма. Вторичная вещественная переработка происходила синхронно с деформацией горных пород, что подчеркивается тектонической ориентировкой минеральных зерен и их агрегатов, значительной части мигматитовых жил и минерализованных трещин. Структурно-вещественная перестройка захватила породы чехла и фундамента, а также внедрившегося вдоль контакта силлово-дайкового комплекса. Все породы испытали пластическую и хрупко-пластическую деформацию сдвига (в механическом смысле), в результате которой сформирова-



Рис. 4. Схематический разрез, отражающий процесс вертикального аккрецирования корового слоя в Осевой зоне Пиренеев (использованы данные: [44, 60])

лась новообразованная проникающая гнейсовидность и сланцеватость.

Несмотря на несколько различный характер проявления структурно-вещественной перестройки горных пород фундамента, “промежуточного комплекса” и отложений проточехла, четко прослеживается общность их структурно-вещественных преобразований. Она выражена в совпадении ориентировки линейных и плоскостных структурных элементов, минеральной линейности, сланцеватости и гнейсовидности, зон расланцевания и будинажа, положении жил кварца и поздних мигматитов. Сходно и положение полюсов плоскостных и структурных элементов ятулийских вулканогено-осадочных пород, архейских гнейсов и габбро-диабазов “промежуточного” комплекса.

Аналогичные процессы, приведшие к включению пород чехольного комплекса в состав фундамента, установлены и в других местах Карельского региона [37, 45, 54]. Следствием описанных процессов является формирование “промежуточного” комплекса, имеющего петроструктурные и реологические свойства фундамента. Новообразованный объем пород составляет реальное приращение кристаллического цоколя и отражает процесс вертикального разрастания (аккрецирования) гранитно-метаморфического слоя. В пределах Карельского массива процесс наращивания гранитно-метаморфического слоя и становления новых его объемов неоднократно возобновлялся. Он был приурочен к завершающим этапам ребольского, селецкого и свекофеннского тектогенезов [37, 45]. В результате происходило неоднократное смещение физической (петроструктурно-реологической) границы фундамент-чехол вверх

по разрезу земной коры, т.е. ее вертикальная аккреция. Модель термического обеспечения процесса гранитизации в области внедрения силлов предложена Дж. Листером и С. Болдуином [47], и она хорошо согласуется с данными по Карельскому массиву. Вероятно, определенный вклад может принадлежать также “эффекту цоколя” [49], когда в пограничной зоне “фундамент/чехол” происходит сгущение изотерм и, соответственно, метаморфические и метасоматические процессы протекают более интенсивно, чем в ниже- и вышележащих горизонтах.

Сходные процессы изучены также в других подвижных поясах. В Пиренеях установлена миграция фронта гранитизации и смещение по разрезу физической (петроструктурно-реологической) границы. Явление связано с метаморфическими и метасоматическими процессами, которые охватили осадочные серии от верхнего докембрия до девона и привели к их гранитизации и кратонизации региона (рис. 4) [44, 60]. Первичный раздел “фундамент-чехол” при этом затушевывается, а более “молодой” раздел возникает на более высоком уровне коры. Вертикальное приращение петроструктурно-реологического фундамента за счет комплекса преобразований на границе фундамент-чехол описано в Забайкалье [47]. Здесь фиксируется смещение физической границы консолидированного слоя вверх по разрезу коры и вхождение нижних горизонтов осадочного чехла в состав “физического” фундамента. Близкие по смыслу и формам проявления процессы зафиксированы в районе Срединно-Камчатского массива [16]. Структурно-вещественное преобразование пород чехольного комплекса и формирование новых объемов консолидированной коры характерно

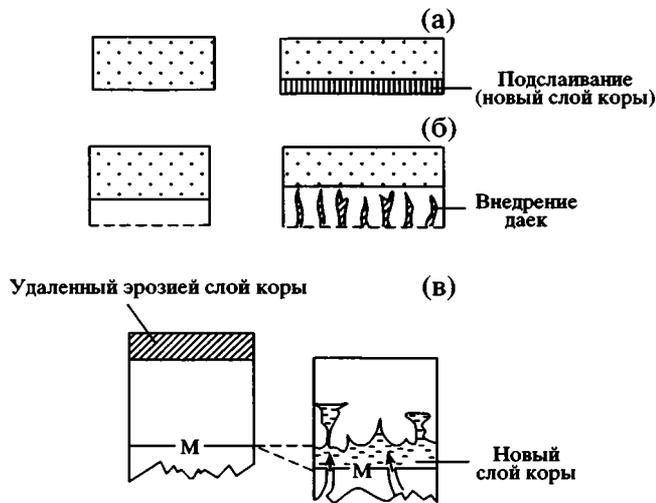


Рис. 5. Различные варианты модели магматического подслаивания (использованы данные: Mareschal, 1990; Thompson, McCarthy, 1990) [28]

а – растяжение, сопровождающееся магматическим подслаиванием, при котором мантийное вещество приключается к подошве коры в виде слоя или линзы; б – растяжение, при котором нижняя часть коры насыщается субвертикальными интрузивными телами; в – комбинация подслаивания с внедрением мантийных расплавов в низы коры

также для древних платформ, во всяком случае, для протоплатформенного этапа их развития [7].

Процессы вертикальной аккреции на разделе “кора–мантия”

Результаты вертикального аккрецирования и формирования сиалического слоя мы наблюдаем, главным образом, в верхних горизонтах литосферы, но сходные процессы действуют, вероятно, и в низах коры, и в области раздела кора/мантия. Это сходство определяется если и не конкретными механизмами, то конечным результатом, который выражен в изменении состава и реологии пород и, как следствие, в их переходе из одной оболочки в другую и в смещении граничных разделов. Однако эти уровни практически недоступны для прямого изучения. Поэтому представления о них основаны по большей части на косвенных данных. В основном это сейсмические и гравиметрические данные и их геологическая интерпретация, данные моделирования и результаты изучения пород, выведенных из глубинных слоев к дневной поверхности, – таких, как породы офиолитовой ассоциации, ксенолиты, блоки пород нижней коры, встречающихся в ряде мест (зона Ивреа в Альпах, блок Масгрейв в Австралии и др.). Все это позволяет с тем или иным приближением судить о процессах, протекающих на границе верхней мантии и корового слоя.

Обобщение всех этих данных, сделанное Ю.Г. Леоновым [8, 28–32], приводит к следующим выводам. Проявление процесса вертикального аккрецирования на границе кора/мантия весьма вероятно. В частности, существуют два феномена, которые соответствуют представлениям о перемещении раздела М по вертикали вследствие вертикальной аккреции. Одним из факторов, создающих благоприятные условия для проявления процессов, приводящих в итоге к преобразованию вещества коры и верхней мантии, является его подвижность, возможность которой показана в ряде работ [38, 61]. Происходящее здесь латеральное течение вещества, вероятно, сопровождается структурно-метаморфическими преобразованиями пород, которые могут изменять физические свойства, определяющие их принадлежность к той или иной оболочке. Второй и, может быть, еще более важный фактор – поступление в кору магматических продуктов из мантии, приводящих к магматическому подслаиванию (рис. 5). Эти процессы (в совокупности или по отдельности) приводят к реально фиксируемому изменению положения раздела М в разрезе горных пород.

Примеры миграции раздела М и возникновения нового раздела известны. Так, на территории Европы [57, 58] в конце варисской эпохи и в мезозое в результате тектонического течения, расчленения и магматического подслаивания в нижней коре были стертые прежние – субдукционные, коллизионные и прочие структуры и был сформирован новый раздел М. Но прежний раздел М не был уничтожен полностью. Местами он сохранился, что отражено на сейсмическом профиле ECORS в Северной Франции, где прослежены две границы М: реликтовая палеозойская и новая постпалеозойская, залегающая в основании расчлененного горизонта нижней коры. Известны примеры (Индостанский кратон) сглаживания первичной поверхности М, связанного с “рассасыванием” корней гор [63]. К этой же системе доводов следует отнести феномен “двойного М” (double Moho), когда в одном разрезе обнаруживается одна над другой две поверхности с характеристиками границы М.

Изучение направленности процессов магматизма и метаморфизма в зоне раздела кора–мантия /Г.Е. Некрасов/ позволило выявить две стадии эволюции континентальной литосферы, определяемые, помимо других факторов, взаимодействием системы “кора–мантия” (рис. 6). Особенности первой стадии заключаются в вертикальной магматической аккреции коры в структуре островных дуг и активных окраин и в преобразовании ее в двухслойную кору переходного типа. Это происходит в результате накопления в нижней части коры ультрамафит-мафитовых кумулятов и гранулитовых реститов, а в средней и верхней – средних и кислых магматических пород, образован-

ных за счет анатексиса пород нижней коры и фракционирования расплавов в зоне раздела “кора–мантия”. Сосредоточение в подошве коры ультраосновных кумулятов и респитов, превышающих по плотности и скоростным характеристикам не только породы коры, но и подстилающей мантии, обуславливает гравитационную неустойчивость слоя ультрамафит-мафитовых кумулятов и респитов и позволяет предполагать рециклирование этих пород в мантию. Эти процессы должны увеличить долю средне-кислых пород в новообразованной коре и способствовать смещению валового состава переходной коры в сторону ее некоторого раскисления. Вторая стадия характеризуется преобладанием в процессе эволюции коры фактора тектонической аккреции, сочетающегося с факторами андерплейтинга и рециклирования вещества в системе “нижняя–верхняя кора” и “нижняя кора–мантия”. Многократно повторяясь в течение протяженного отрезка времени (сопоставимого по длительности с фанерозоем), этот циклический процесс преобразует литосферу складчатых поясов в относительно стабильную литосферу кратонного типа.

Процессы внутрикоревой вертикальной аккреции

Внутрикоревые процессы структурно-вещественного преобразования горных масс, приводящие к разрастанию собственно силического слоя, можно проиллюстрировать на примере формирования гранито-гнейсовых ареалов /О.М. Розен, В.С. Федоровский/. Этими исследователями проанализированы три уровня проявления гранитного процесса в разрезе коры коллизионных областей: 1) современные расплавные горизонты внутри коллизионной коры, устанавливаемые по геофизическим данным и косвенным геохимическим признакам для гранитов плиоцен-четвертичного возраста (Гималаи, Кавказ); 2) гранито-гнейсовые ареалы в области концентрации гранитного вещества в коре, вышедшие на поверхность в процессе эрозии каледонского коллизионного сооружения (палеозоиды Прибайкалья); 3) нижние уровни коры в коллизионной зоне (северо-восток Сибирского кратона), где на поверхность выведены истощенные породы нижней коры, а гранитоидные комплексы верхней коры эродированы.

Одним из наиболее показательных примеров внутрикоревой гранитизации является Прибайкальский регион, геологическое строение и особенности геодинамической эволюции которого достаточно полно описаны цитированными авторами [8] и не нуждаются в подробном комментарии. Суть же процесса сводится к следующему (рис. 7). В течение коллизии формируется резкая вертикальная тектоническая неоднородность,

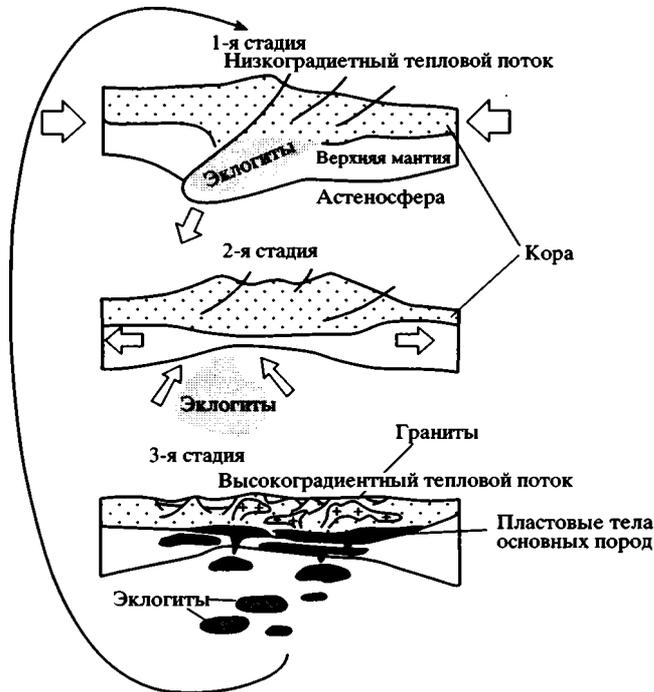


Рис. 6. Схема эволюции литосферы коллизионных поясов [8]

Схема отражает многократно повторяющийся цикл эволюции литосферы складчатых поясов, связанной с взаимодействием системы “кора–мантия”, конечным результатом которой является возникновение литосферы кратонного типа

когда легкая континентальная кора оказывается погребенной под более тяжелой корой океанического или островодужного типов. В результате происходит перестройка структуры теплового режима, приводящая к подъему геоиотерм в коре. Проявляются высокоградийный метаморфизм и ремобилизация древней континентальной коры, экранированной аллохтонными массами. В пределах верхней коры происходит концентрация гранитного материала и образование гранито-гнейсовых куполов. Их ядра, развиваясь главным образом за счет ремобилизованных пород фундамента, создают некое подобие “слоя” между инфра- и супраструктурой. Мощность этого “слоя” зависит, в первую очередь, от интенсивности и длительности процесса ремобилизации и состава пород верхней и нижней коры.

Таким образом, в данном варианте вертикального аккрецирования начинается с тектонического утолщения коры, в результате которого возникает “слоеный пирог” из разнородных слоев, и только после этого – в процессе взаимодействия (термического, вещественного) этих оболочек между собой и подъема геоиотерм происходит массовое гранитообразование, отражающее собственно внутрикоревое аккрецирование гранитно-ме-

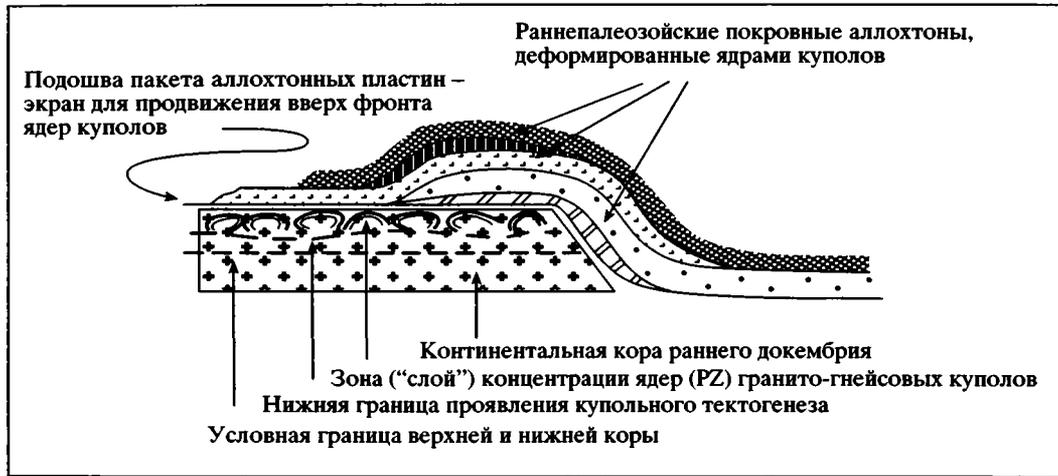


Рис. 7. Схема, иллюстрирующая расположение гранито-гнейсовых куполов в коллизийной зоне Западного Прибайкалья по В.С. Федоровскому [8]

Специфика купольного тектогенеза состоит в том, что гранито-гнейсовые ядра молодых (раннепалеозойских) куполов формируют непрерывный "слой" на границе фундамента и его оболочки, частично за счет раннедокембрийских пород фундамента, частично за счет нижних горизонтов покровных аллохтонов

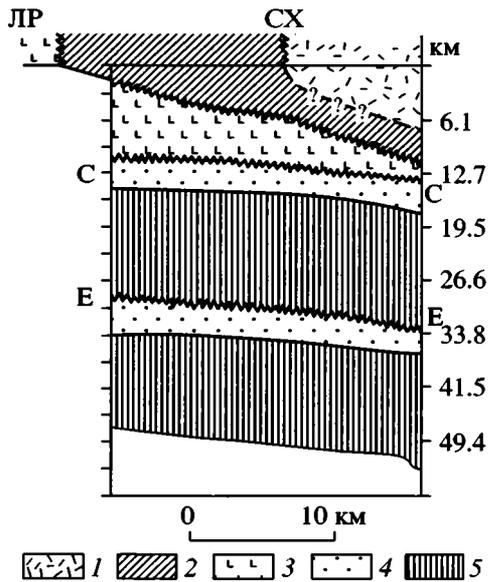


Рис. 8. Геолого-геофизический профиль ЛПНОР-РОБЕ через о-в Ванкувер (составлен по данным А. Грина, 1986 г., Клемперера, 1985–1986 гг. и Р. Клоуса, 1990 г.) [8]

1 – террейн Врангелия; 2 – меланжи и аккрецированные комплексы; 3 – вулканиты, расслоенные габбро; 4 – океаническая кора; 5 – океаническая литосфера. Буквами обозначены: разломы: ЛР – Лич Ривер, СХ – Сан-Хуан; океаническая кора: С – верхней и Е – нижней субдуцированных литосфер.

Геофизическими методами отчетливо фиксируется совмещение литосферных пластин. Верхний горизонт океанической коры (слой С) подслаивает снизу аккрецированные террейны, а нижний (слой Е) является еще одной субдуцированной молодой корой. В результате происходит увеличение мощности литосферы и увеличивается степень ее расслоенности и неоднородности

таморфического слоя земной коры. Следы этого процесса можно наблюдать и в нижних горизонтах аллохтонного чехла в зонах активных континентальных окраин, где также фиксируются процессы вертикального аккрецирования корового слоя /М.В. Лучицкая, С.Д. Соколов/ (рис. 8).

Процессы вертикальной аккреции на разделе "кора-гидро-атмосферная оболочка"

Одним из мощных факторов подготовки материала и накопления энергетического потенциала для формирования гранитно-метаморфического слоя является осадочный процесс. Собственно термин "вертикальная аккреция" или "вертикальное наращивание" и пришел из осадочной геологии [51]. Осадочный процесс – наиболее яркое геологическое отражение физико-химического и биологического взаимодействия литосферной и гидро-атмосферной оболочек, и в этом его фундаментальный геологический смысл, на что указывал В.И. Вернадский. Считается, что около 50% объема верхних оболочек континентальной коры (гранито-гнейсовой и гранулит-гнейсовой) сформировано за счет вещества трансформированных терригенных отложений, а 4/5 осадочного вещества, отложившегося за историю Земли, преобразовалось и вошло в состав корового слоя континентов [10]. Переработка пород в осадочном процессе представляет собой мощный природный механизм химической дифференциации элементов /В.И. Виноградов, В.И. Копорунин, В.З. и Т.Ф. Негруца/. Именно в осадочном процессе происходит ректификация и накопление чистых веществ вроде карбонатных солей кальция, магния, стронция, сульфатов, хлоридов, окислов и

так далее. Не затрагивая деталей этих сложных геохимических преобразований, можно сказать, что все они возникли в результате взаимодействия системы “вода–порода” /В.И. Виноградов/.

В осадочных породах запечатлены многие черты эволюции земной коры, связанные с ее дебазификацией и кратонизацией /В.З. Негруца и Т.Ф. Негруца/. Большая роль осадочных пород в процессе формирования сиалического слоя подтверждается и общей корреляцией составов магматических и осадочных (метаосадочных) пород [1, 43]. В частности, Л.С. Бородиным [1–3] на основе метода эволюционных петрохимических трендов щелочности–известковистости магматических серий и корообразующих формаций показано – доминирующая роль в формировании сиалической коры принадлежит внутрикоровой гранитизации и осадочно-метаморфической дифференциации.

Значительную роль в начальной сиализации вещества играют низкотермо-барические процессы: эпи-, ката- и метагенез, низкофациальный релаксационный метаморфизм. Так, базальты океанического дна уже на стадии гальмиролиза приобретают некоторые геохимические черты сиалических пород. Для этого процесса [17] был предложен термин “начальная континентализация” и сделан вывод, что алюмосиликатные породы первого слоя и верхняя часть измененных пород второго слоя содержат комплекс новообразованных минералов, как бы подготавливающий и геохимически, и минералогически вещество океанической коры к последующей гранитизации. Хотя выводы эти неоднозначны /В.Б. Курносков/, а эффект такой подготовки достаточно эфемерен, суммарная геохимическая значимость процессов начальной континентализации может быть велика за счет огромных пространств океанического дна /В.И. Виноградов/. Процесс этот назван подготовкой пород океанической коры к их последующей континентализации. В частности, существенное значение в подготовительной стадии играют низкотермо-барические процессы, описанные в аккреционных призмах переходных зон /Н.П. Чамов/.

Большой интерес представляют и данные о существовании процесса метаморфогенной инфильтрации (М-инфильтрации) газово-водных флюидов [55]. Как подчеркивает В.И. Виноградов, одна из причин разнообразия земных пород – взаимодействие свободной воды с породным силикатным матриксом. В ряде работ показано, что эволюционное преобразование земной коры связано с ее гидратацией и степень гидратации соответствует степени зрелости коры (рис. 9). Гидратации подвергается обедненный водой базитовый субстрат коры. Приведенные В.И. Виноградовым и Л.Е. Яковлевым изотопно-кислородные данные

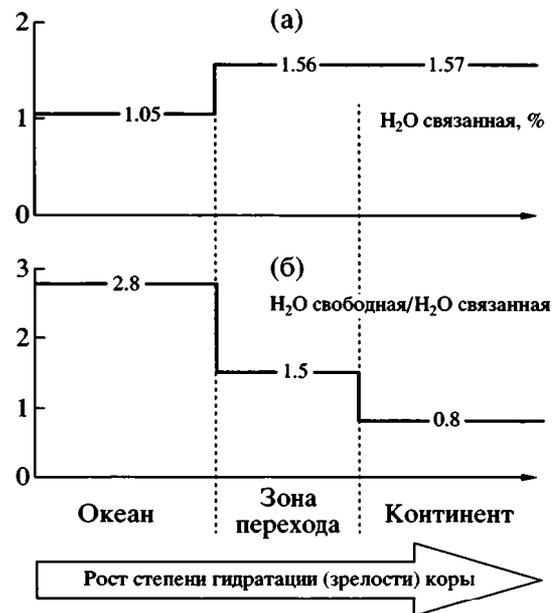


Рис. 9. Изменение степени гидратации земной коры по мере ее эволюции. По оси ординат – величина отношения количества свободной и физически связанной водой к химически связанной воде [8]

[8] указывают, что главным агентом гидратации служит вода поверхностного происхождения. Совокупное действие физических эффектов гидратации пород в поднимающемся континентальном (платформенном) блоке, нижняя кора которого в интервале глубин 20–30 км представляет собой гранулит-базитовый слой, приводит к возможности частичного плавления пород, и базитовый субстрат начинает разлагаться на обогащенный водой и кремнеземом расплав и тугоплавкий ресит, представленный мафическими минералами (рис. 10).

Гидратация пород, по мнению Л.Е. Яковлева, имеет важные геоэнергетические следствия, первопричиной которых является разогрев гранулит-базитового слоя, дополняющий общий поток тепла. Поэтому через кровлю слоя возрастает кондуктивный тепловой поток. Это избыточное тепло может потребляться энергоемкими процессами преобразования вещества верхней коры (катагенеза и прогрессивного метаморфизма) – тепловая энергия снова переходит в латентную форму химических связей.

Процесс метаморфогенной инфильтрации, предложенный Л.Е. Яковлевым, по-видимому, может стимулировать дискретную “континентализацию” базитовой коры в пограничной области “фундамент-чехол”. Масштабы процессов М-инфильтрации неясны. Однако в континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием процесс М-инфильтрации может приводить к активизации тех геологичес-

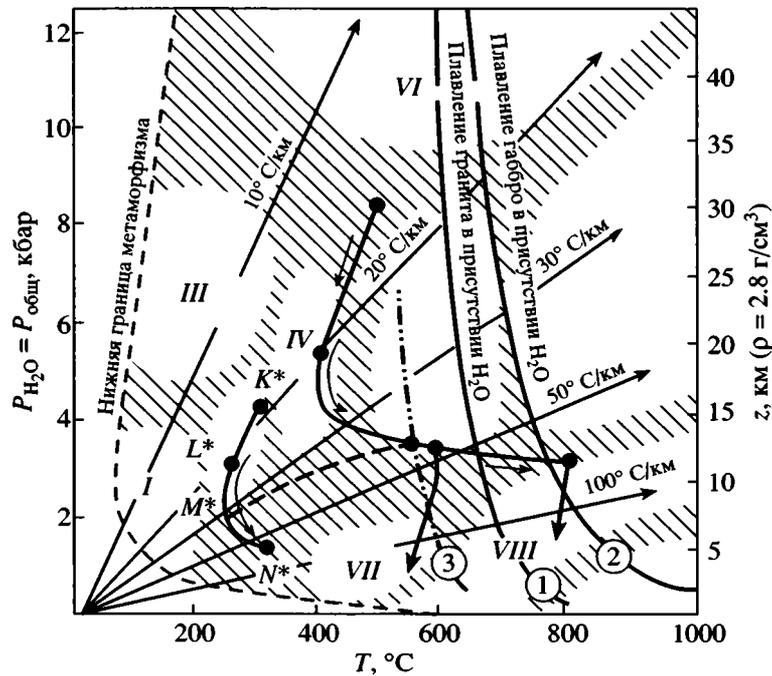


Рис. 10. P-T траектория эволюции системы базальт-амфиболит-вода в гранулит-базитовом слое континента [8]

I–VIII – метаморфические фации: I – цеолитовая, II – прениит-пумпеллитовая, III – глаукофан (лавсонит) – сланцевая, IV – зеленосланцевая, V – амфиболитовая, VI – эцлогитовая, VII – роговообманково-роговиковая, VIII – пироксен-роговиковая; цифры в кружках: 1, 2 – линии солидуса в присутствии воды: 1 – для гранита, 2 – для габбро; 3 – гипотетическая линия солидуса гранита в присутствии воды в условиях тектонического стресса. Пунктирная линия M–M показывает вероятное изменение геотермического градиента в слое по глубине к моменту появления частичного расплава на его подошве. K – начальные значения температуры и давления на подошве слоя. K* – конечные значения температуры и давления на подошве слоя. L, L*, M, M*, N, N* – точки изменения положения слоев земной коры и смены термодинамических параметров и соответствующих им физико-химических трансформаций горных пород. O – Температура солидуса габбро

ких процессов, которые чувствительны к флюидному и термическому режиму недр (литогенез, теплоперенос, механические деформации с проявлением аллотигенного метаморфизма). Можно полагать, что, в совокупности со структурно-реологическим, M-инфильтрационный фактор делает возможным проявление многофазного, дискретного в пространстве и во времени вертикального смещения верхней границы консолидированного слоя. Процесс осуществляется в результате приращения к относительно древнему фундаменту новых объемов преобразованного структурно-метаморфическими процессами вулканогенно-осадочного чехла. Таким образом, из всего сказанного следует, что раздел “фундамент/чехол” сам по себе предопределяет возможность периодической возобновляемости процесса создания новых объемов консолидированного слоя и “перескока” его верхней границы на более высокий гипсометрический уровень. Далее этот процесс может повторяться на новом уровне и т.д.

Анализ данных изотопной геохимии приводит к важным выводам относительно роли воды в процессе сиализации горных пород как в пределах континентов, так и дна современных океанов

/В.И. Виноградов/. В частности, показано, что континентализации подвержены породы океанической коры, и главным движущим фактором этого процесса оказывается взаимодействие в системе “вода–порода”, а главным механизмом – термальная конвекция океанических вод. Эквивалентный раскислению пород симатический материал поглощается океанической водой и частично идет на повышение основности базальтового вещества.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ФАКТОР ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ

Итак, можно констатировать, что процессы вертикального аккрецирования земной коры проявляются на различных уровнях (разделы корамантия, нижняя–средняя кора, фундамент–чехол; литосфера–гидроатмосфера) и в различных геодинамических обстановках (древние платформы – Карельский массив; покровно-складчатые пояса различного возраста – Тянь-Шань, Пиренеи; зоны перехода океан–континент – Карякское нагорье, Камчатка; кора современных океанов). Были названы и некоторые механизмы, играющие ту

или иную роль в процессе физико-химического преобразования горных масс. Тем не менее, нужно обратить внимание на один фактор – структурно-тектонический, который имеет принципиальное значение для рассматриваемого круга проблем.

Действие структурно-тектонического фактора в процессе вещественной трансформации горных масс, связанной с вертикальной аккрецией, фиксируется повсеместно, вне зависимости от региона, геодинамических обстановок, условий и механизмов, определяющих вещественное преобразование пород. Иногда роль структурного фактора прямая, как в случае образования новых объемов метаморфических и гранитизированных пород Южного Тянь-Шаня или Карельского массива [19, 25]; иногда – опосредованная, как, например, при формировании гранитно-купольных ареалов в зоне сдвигания коры за счет образования коллизионных покровно-надвиговых структур /О.М. Розен, В.С. Федоровский/ (см. рис. 7), или в аккреционных структурах континентальных окраин Тихого океана /С.Д. Соколов, М.В. Лучицкая/.

В частности, при описании вертикальной миграции раздела “фундамент–чехол” подчеркивалось, что она обусловлена не только вещественными, но и структурными преобразованиями пород чехольных комплексов, которые в конечном итоге приобретают реологические свойства пород фундамента. Осадочные и вулканические породы весьма податливы к воздействию процессов, вызывающих их структурно-вещественную перестройку, которая сопровождается метаморфизмом и гранитизацией (сиализацией) в условиях проявления “сквозной кинематики при высоких дифференциальных напряжениях” [9] и реидной деформации. Процесс протекает в принципе одинаково (хотя в деталях вариации могут быть значительными) как в подвижных складчатых поясах, так и на ранних стадиях развития платформ. Его результатом является гомогенизация петроструктурно-реологических параметров фундамента и чехла, затушевание их первичных взаимоотношений и смещение вверх по разрезу земной коры “физической” границы “фундамент/чехол”. Приуроченность этих явлений к границам пород с разными физическими свойствами и к внутренне неоднородным толщам [16, 27] не случайна: реологическая контрастность способствует концентрации и последующей релаксации напряжений сдвига (в механическом смысле), которая сопровождается метаморфизмом и гранитизацией. Ранее было показано [24, 27], что при метаморфизме в условиях хрупко-пластического течения вещественные преобразования контролируются механохимическими факторами. Известно также, что Si-K-метасоматоз, следы которого фиксируются в указанных районах, связан с проявлением пластических деформаций (текучестью гор-

ных пород) [13]. Петрографически доказаны одновременность и единство деформации, перекристаллизации и метасоматоза, что свидетельствует о тесном взаимопереплетении механо-химических и кристаллизационных явлений [12]. При этом химические процессы в обстановке “давление + сдвиг” при наличии водных флюидов приводят к разогреву, метаморфизму и гранитизации горных пород. Этот вывод перекликается с данными о том, что “...гранитизация развивается преимущественно в... рассланцованных и разгнейсованных породах, где гранитизирующие флюиды проникают вдоль деформационных плоскостей” [35, с. 5]. В том или в ином выражении тектонический фактор присутствует всегда, вплоть до проявления “механического плавления”, при котором порода, не переходя в термодинамический расплав, “будет обладать всеми свойствами квазирасплава и характеризоваться в целом нулевым сопротивлением сдвигу” [33, с. 262–263]. Способность породных масс к пластическому течению (реидной деформации) во многих случаях является неотъемлемой частью процессов преобразования вещества. Существенную роль здесь играют механо-химические эффекты, которые приводят к вещественным трансформациям за счет энергии механических процессов.

Кроме того, показано /Л.Е. Яковлев и Б.Г. Поляк/, что метаморфические процессы имеют тенденцию к самопроизвольному ускорению и углублению за счет хомогенных и термических деформаций. При этом хомогенная дезинтеграция пород, особенно интенсивная в условиях стресса, значительно способствует усилению подвижности гранитизирующих флюидов. “Гранитизация развивается преимущественно в... рассланцованных и разгнейсованных породах, где гранитизирующие флюиды проникают вдоль деформационных плоскостей” [35, с. 5]. Мысль о высокой структурно-магматической подвижности вещества глубоких горизонтов коры подчеркивается и Ю.Г. Леоновым, который указывает, что она (подвижность) служит общим фоном или даже *обязательным условием* (курсив мой – М.Л.) развития процессов вертикальной аккреции. Этот тезис подтвержден на примере аккреционных призм /Н.П. Чамов/, в пределах которых наиболее интенсивные вещественные трансформации испытывают породы в зонах повышенной тектонизации. Из сказанного следует, что деформация – это не только следствие определенного напряженного состояния и реологии среды, но и фактор созидания консолидированного гранитно-метаморфического слоя. Приобретение породами определенных петроструктурно-реологических характеристик составляет вторую главную черту вертикальной аккреции.

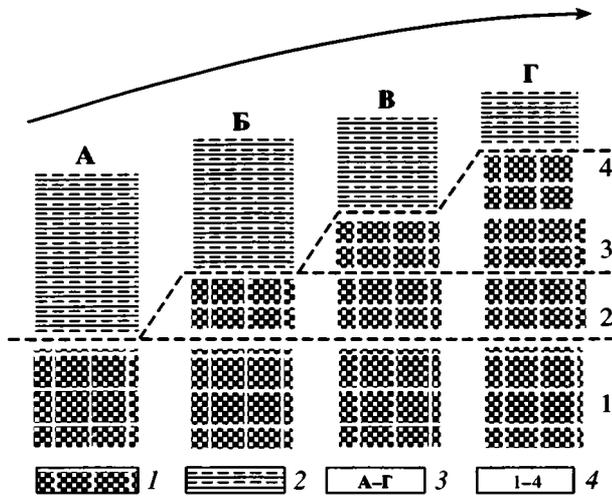


Рис. 11. Схема, отражающая вертикальное аккрецирование консолидированного корового слоя и "перескок" границы фундамент – чехол на все более высокие уровни разреза земной коры

1 – фундамент; 2 – чехол; 3 – последовательные стадии развития корового слоя; 4 – последовательное смещение раздела фундамент – чехол. Пунктиром показаны первичная и промежуточные границы консолидированного и неконсолидированного слоев земной коры

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Не вызывает сомнений утверждение, что формирование гранитно-метаморфического слоя – процесс сложный и многофакторный. При этом, как можно было видеть из рассмотренного выше материала, принципиально значимыми являются процессы, протекающие на границах различных слоев земной коры и отражающие взаимодействие их между собой, а также процессы на контакте корового слоя с атмосферно-гидросферной оболочкой и с верхней мантией /В.И. Виноградов, Л.Е. Яковлев и Б.Г. Поляк, М.Г. Леонов и Ю.Г. Леонов, Г.Е. Некрасов/. При этом границы между оболочками – это высокоградиентные разделы (петроструктурные, реологические, геохимические, энергетические), само существование которых предопределяет реализацию многих геологических процессов. В том числе и тех, которые отражают одно из самых фундаментальных геологических явлений – сиализацию вещества Земли и формирование гранитно-метаморфического слоя. И хотя понятие вертикальной аккреции имеет тектонический смысл, отражает оно "геохимический процесс направленного преобразования пород от мантийного основного состава к кислым – коровым" /В.И. Виноградов/.

В соответствии с таким подходом, отталкиваясь от фундаментальных работ В.И. Вернадского, Н.М. Синицина, С. Тейлора, Т. Уиттена, Б. Чаппе-

ла и некоторых других исследователей и учитывая современные данные, коллективом ученых Геологического института РАН сформулирована парадигма становления сиализического слоя континентов как парадигма "вертикальной аккреции земной коры", суть которой заключена в признании прогрессивного наращивания консолидированной коры и (или) изменения ее внутренних свойств в сторону кратонизации (сиализации, гранитизации) под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих физико-химическое взаимодействие различных оболочек Земли. Концепция вертикальной аккреции является логическим развитием сформулированной ранее в Геологическом институте РАН идеи о тектонической расслоенности литосферы Земли, у истоков которой стояли академики А.В. Пейве и Ю.М. Пушаровский.

Процесс вертикальной аккреции имеет глобальное значение, но при этом, независимо от способа реализации, он проявляется дискретно в пространстве и во времени и только при наличии соответствующих условий. Одно из обязательных условий – это существование "первичного" оболочечного строения или возникновение в результате тектонических процессов (субдукция, коллизия, аккреция) структурно-вещественной расслоенности и, соответственно, наличие граничных разделов. Структурные и вещественные преобразования могут иметь место на различных уровнях земной коры, а также на ее нижней и верхней границах. Если интенсивность преобразований превосходит некоторые пороговые значения, возникает радикальное изменение петрофизических и реологических свойств горных пород и смещение (перескок) физический (петроструктурно-реологических) границ по разрезу земной коры. Это приводит к переходу пород из одной оболочки, к которой они принадлежали по условиям своего формирования, в другую, которой они соответствуют с точки зрения их новых физических характеристик, то есть к вертикальной аккреции /М.Г. Леонов и С.Ю. Колодяжный, Г.Е. Некрасов, Л.Е. Яковлев и Б.Г. Поляк, В.И. Виноградов, М.Г. Леонов и Ю.Г. Леонов/ (рис. 11).

Вертикальная аккреция может осуществляться и не в столь явном виде – без перехода пород из одной оболочки в другую, а за счет прогрессивного процесса сиализации (гранитизации, кратонизации) со сдвигом валового состава пород в сторону консолидированной гранитной коры и с приобретением соответствующих реологических свойств /М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный/. При этом наступает не только изменение состава пород, но и увеличение общего объема породной массы [34].

В конечном итоге происходит прогрессивная сиализация (гранитизация) исходных (зачастую мафических) горных масс. "Гранитизация" – это

совокупность процессов, приводящих к возникновению породных сообществ, включающих то или иное количество пород собственно гранитного ряда. “Сиализация” – понятие более общее и соответствует совокупности процессов, при которых валовые минералогический и химический составы пород смещаются в сторону состава собственно сиалического слоя. К этой категории процессов могут быть отнесены базальтовый [7, 18] и более кислый вулканизм (магматизм), практически все виды метаморфизма, метаситическая переработка, эпигенетические и метагенетические процессы, осадочный процесс, изменение химического состава океанской воды и пр. Сиализация и гранитизация могут проявляться относительно самостоятельно, но могут быть тесно взаимосвязаны и переплетены, дополняя одна другую. Результат их, в конечном итоге, сходен – это дебазификация вещества и его гомогенизация, повышение кристалличности (в случае метаморфической переработки осадочных отложений), приобретение горными породами определенных реологических характеристик. В принципе процесс сиализации и гранитизации сопровождается однотипно направленными изменениями химического состава: постепенным возрастанием SiO_2 и K_2O и уменьшением содержания всех мафических компонентов в сравнении с породами субстрата. Гранитизация, по-видимому, не является следствием гранитоидного магматизма, а, напротив, гранитоидный магматизм является конечным проявлением процесса объемной метасоматической гранитизации с возникновением малых объемов расплавов. Гранитизация – подготовительный процесс по отношению к последующему плавлению, которое может и не реализоваться в зависимости от уровня зрелости изначальной структуры и от геодинамического режима литосферного блока [36]. Породы гранитного ряда являются крайним и наиболее совершенным выражением структурно-вещественного преобразования пород и гомогенизации литосферы.

Основной тенденцией при образовании гранитно-метаморфического слоя является петрогенетическая тенденция к обогащению пород гранитофильными элементами. Но понятие вертикальной аккреции отражает не только геохимический процесс направленного преобразования пород от мантийных (основного состава) к коровым (кислого состава). В структурно-тектоническом аспекте не менее важным критерием вхождения пород в состав консолидированного слоя являются реологические свойства горных масс [23, 28], отражающие их способность к объемному тектоническому течению в твердом состоянии или к “реидной деформации”, т.к. именно объемное тектоническое течение (во всем многообразии форм

его проявления) – основная и наиболее характерная форма реализации тектонической жизни консолидированной коры, тесно связанная с процессами ее вещественной трансформации.

Процесс физико-химической, минералогической и породной перестройки, обуславливающий вертикальное аккретирование земной коры и возникновение сиалического слоя, происходит как бы в две стадии: “подготовительную” и, используя терминологию В.И. Виноградова, “продвинутую”. Подготовительная стадия отражает процесс общего раскисления исходного мантийного и корового материала, которое связано с разнообразными процессами. “Продвинутая” – с проявлением процесса гранитизации (во всем его многообразии), т.е. с формированием пород, имеющих средний валовый состав и реологию, отвечающие среднему валовому составу и реологии гранитно-метаморфического слоя. “Продвинутая” стадия формирования сиала как бы очевидна. “Подготовительная” стадия (которая, в принципе, соответствует стадии “сиализации”) – менее уловимая категория, и ее нужно прокомментировать подробнее.

Большое значение на подготовительном этапе вертикальной аккреции имеет внутриплитный (внутриокеанический и внутриконтинентальный) базальтоидный вулканизм. Во-первых, в некоторых внутриплитных обстановках за счет проявления основного вулканизма происходит существенное (в 2–3 раза) утолщение базальтового слоя, что само по себе является фактором вертикальной аккреции / А.А. Щипанский, А.В. Артамонов и Б.П. Золотарев/. Во-вторых, валовый химический состав базальтов сдвинут в сторону некоторой “сиализации” в сравнении с исходным составом вещества мантии и астеносферы, а также происходит увеличение щелочности пород и обогащение их некогерентными элементами. Т.е. налицо некоторая вещественная трансформация горных масс, обусловленная эволюцией эндогенного очага. В-третьих, новые массы базальтов при взаимодействии с водой, а также в зонах интенсивной структурно-вещественной переработки могут служить исходным веществом для формирования сиалического слоя земной коры и гранитных выплавов /В.И. Виноградов, Л.Е. Яковлев и Б.Г. Поляк/.

Объем вулкаников в пределах океанических плато достигает гигантских размеров /А.А. Щипанский/. В то же время в современных разрезах земной коры они представлены весьма скромно. Согласно А.А. Щипанскому, базальтовые плато не могут быть затянuty в зоны субдукции. И, принимая во внимание данные о преобразовании базальтов в результате их взаимодействия с водой и наличии М-инfiltrации /В.И. Виноградов, Л.Е. Яковлев/, а также данные о возможной

3D гранитизации основных пород в зонах пластической деформации, можно полагать, что значительная часть этих пород претерпела полную переработку и вошла в состав гранитно-метаморфического слоя. Существенную роль в вертикальном аккрецировании корового слоя играют и континентальные траппы /С.А. Куренков/, но неясно, будут ли они в конечном итоге переработаны и включены в состав гранитно-метаморфического слоя или они знаменуют начало процесса базификации.

Подготовительная стадия вещественной трансформации осуществляется в разных геодинамических обстановках: в пределах различных структур океанического дна, в аккреционных призмах переходных зон, в пограничных областях океан/континент, на континентах. При этом в областях развития океанической коры и в аккреционных призмах происходит лишь начальная “примитивная” сиализация горных масс. Более того, поскольку значительная часть вулканогенных и осадочных пород океанической коры сгружается в области аккреционных призм, а общая сиализация вещества океанической коры, по-видимому, невелика, то материал, способный в сколько-нибудь значительной степени спровоцировать выплавление больших объемов сиалического материала, в зоны субдукции, вероятно, просто не попадает. Можно полагать, что именно поэтому в переходных зонах и не формируется зрелая гранитно-метаморфическая кора.

В то же время в переходных зонах океан-континент и в зонах палеоколлизии вертикальная аккреция справедливо рассматривается /С.Д. Соколов, Б.М. Розен, В.С. Федоровский/ как одно из следствий коллизионной (аккреционной) геодинамики. И все же коллизионные процессы сами по себе не приводят напрямую к формированию консолидированного гранитно-метаморфического слоя. С.Д. Соколов различает механизмы латеральной и вертикальной аккреции. Латеральная аккреция и субдукция лишь подготавливают условия (тектоническое совмещение литопластин) для проявления аккреции вертикальной (см. рис. 8), т.е. для формирования собственно сиалического слоя земной коры, и проявления тоналит-трондьемитового (плагиогранитного) магматизма в зоне перехода океан-континент представляют собой начальные стадии формирования коры континентального типа. В.С. Федоровский и О.М. Розен также указывают, что вертикальное аккрецирование вначале происходит за счет тектонического утолщения коры (коллизия), и только после этого – в результате термического и вещественного взаимодействия этих оболочек между собой (а также и при подъеме геоизотерм, генерированном мантийными глубинами), включаются процессы массового гранитообразования, отражающие собственно вертикальную аккрецию гранитно-метаморфического слоя континентальной

коры (см. рис. 7). Т.е. формирование тектонической расслоенности верхней коры – одно из главных условий локализации гранито-гнейсовых ареалов. Равным образом в пределах аккреционных призм выделяется “фронтальная” (латеральная) и “базальная” (вертикальная) аккреция /Н.П. Чамов/. Базальная аккреция и все процессы, с ней связанные, возникают только после формирования плоскости базального срыва и возникновения двух слоев, им разделенных.

Таким образом, латеральная аккреция не приводит к формированию зрелого гранитно-метаморфического слоя, а отражает лишь подготовительную стадию этого процесса. Приведенные данные позволяют предположить, что океаническая кора не способна напрямую продуцировать сколько-нибудь существенные массы кислого материала, отвечающего по составу гранитному слою. Но океаническая кора продуцирует исходный материал для последующей его кратонизации.

Становление коры континентального типа обеспечивается разными процессами, и кроме физико-химического (минералогического, петрологического, геохимического) преобразования вещества, существенную роль в вертикальном аккрецировании земной коры играют процессы тектонического совмещения литопластин, а также вулканизм и магматизм /С.Д. Соколов/. Кроме упомянутого выше основного вулканизма океанических и палеоокеанических базальтовых плато и континентальных траппов, большую роль, по-видимому, играют квазистационарные расплавные горизонты, возникающие в тектонически утолщенном коровом слое коллизионных зон /В.С. Федоровский и О.М. Розен/. Существенен вклад мантийных расплавов, поступающих в зону раздела кора-мантия в процессе расслоения коры на “гранитную” и “базальтовую” оболочки /Г.Е. Некрасов/ (см. рис. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, имеющийся в нашем распоряжении материал (как изложенный в этой статье, так и содержащийся в цитированных выше монографиях) убеждает: вертикальная аккреция земной коры – явление реальное и широко распространенное. Оно проявлено в пределах кор континентального, океанического и переходного типов и осуществляется за счет комплекса структурно-вещественных (физико-химических) трансформаций горных пород в зоне взаимодействия литосферных слоев и окололитосферных оболочек: верхней мантии и нижней коры; нижней и верхней кор; гранитно-метаморфического слоя и плитного чехла; верхнекорового слоя и гидросферной и атмосферной оболочек.



Рис. 12. Условная схема соотношения границ консолидированной коры с границами фундамента и аккрецированными комплексами [28]

Вертикальная аккреция определяется тремя фундаментальными параметрами: одним – причинным и двумя – следственными. *Причинный параметр:* наличие оболочечного строения Земли (включая расслоенную структуру земной коры) и условий физико-химического взаимодействия оболочек (слоев). *Следственные параметры:* 1 – трансформация вещественного состава пород с тенденцией к обогащению гранитофильными элементами; 2 – трансформация реологических характеристик пород с тенденцией к приобретению свойств, обеспечивающих возможность объемной реидной деформации.

Вертикальная аккреция приводит к возникновению новообразованных объемов консолидированной коры (рис. 12) и к нарушению, казалось бы, естественной последовательности событий на верхней границе консолидированного слоя – сначала образование консолидированной коры, потом чехла. В результате процессов вертикальной аккреции возникают иные соотношения: консолидированная кора первой генерации (фундамент) – чехол – консолидированная кора второй генерации (возникшая за счет переработки пород чехла) – новый чехол и т.д. (см. рис. 11). Процесс может периодически возобновляться. Равным образом эти рассуждения могут быть отнесены и к зоне взаимодействия верхней мантии и нижнекорового слоя. В конечном итоге происходит “омоложение” основных петроструктурно-реологических разделов земной коры (таких, как разделы “кора/мантия” и “фундамент/чехол”) и изменение их позиции в разрезе земных слоев и оболочек.

Заканчивая статью, нужно отметить еще одно важное обстоятельство, подчеркнутое С.Д. Соколовым [48]. Существующие модели становления континентальной коры (коллизонная, аккреционная, андезитовая, аллохтонно-автохтонная и пр.) неплохо объясняют общие закономерности формирования коры континентальных окраин, но сталкиваются с значительными трудностями при объяснении становления коры собственно континентального типа. В этом плане представление о

вертикальной аккреции, учитывающее фундаментальные свойства строения литосферы и проявления физико-химического взаимодействия ее слоев и оболочек, открывает реальную перспективу познания совокупности механизмов, обеспечивающих создание континентальной литосферы.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Глубинное строение Земли, геодинамика, магматизм и взаимодействие геосфер” (Проект 4.1) и при поддержке Научной школы 1982.2003.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Л.С. Петрохимическая эволюция архейской континентальной коры // Литол. и полезн. ископаемые. 1993. № 4. С. 79–90.
2. Бородин Л.С. Оценка химического состава и петрохимическая эволюция верхней континентальной коры // Геохимия. 1999. № 8. С. 813–825.
3. Бородин Л.С. Модельная система петрохимических и металлогенических трендов гранитоидов как основа прогноза месторождений Sn, Li, Ta, Nb, W, Mo, Cu // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 3–26.
4. Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
5. Борукаев Ч.Б. Структура литосферных плит в архее. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. 59 с.
6. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1987. 339 с.
7. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.
8. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / Под ред. М.Г. Леонова. М.: Наука, 2002. 462 с.
9. Вопросы геохронологии и геологии. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 316 с.
10. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
11. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

12. *Иванкин П.Ф.* Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 7–9.
13. *Ициксон Г.В.* Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.
14. *Кейльман Г.А., Паняк С.Г.* Проблемы геологии гранитного слоя // Геотектоника. 1979. № 2. С. 69–79.
15. *Колодяжный С.Ю.* Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 1. С. 14–29.
16. *Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Лучицкая М.В., Бондаренко Г.Е.* Признаки вязко-пластического течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 15–30.
17. *Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д.* Минеральные преобразования пород океанической коры и проблемы ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1988. С. 5–16.
18. *Леонов М.Г.* Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 134 с.
19. *Леонов М.Г.* Геодинамика Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 31–53.
20. *Леонов М.Г.* Постумная рейдная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
21. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 227–252.
22. *Леонов М.Г.* Структурно-метаморфическая “стратификация” кристаллических пород и ее значение для познания вертикального разреза земной коры // Общие вопросы расчленения докембрия. Материалы III Всероссийского совещ. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2000. С. 145–147.
23. *Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
24. *Леонов М.Г., Кожухарова Е.* Релаксационный метаморфизм как фактор структурно-вещественного преобразования горных пород // Структура линейментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41–49.
25. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М.* Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.
26. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Петрова В.В.* О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере района оз.Сегозеро) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 2. С. 3–14.
27. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю.* Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
28. *Леонов М.Г., Леонов Ю.Г.* О понятии “консолидированная кора” и ее границах // Литосфера. 2002. № 4. С. 3–21.
29. *Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
30. *Леонов Ю.Г.* Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
31. *Леонов Ю.Г., Перфильев А.С.* Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26 (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
32. *Леонов Ю.Г., Перфильев А.С.* Тектонические срывы в области границы Мохоровичича в континентальной и океанической литосфере // Новые идеи в науках о Земле. Москва. 2000. С. 46–55.
33. *Летников Ф.А.* Флюидизация литосферы подвижных поясов // Современная динамика литосферы континентов. М.: Недра, 1995. С. 257–275.
34. *Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–225.
35. *Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
36. *Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др.* Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 187 с.
37. *Лобач-Жученко С.Б.* Основные проблемы геологии гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 46–57.
38. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
39. *Никишин А.М.* Обсуждение ранней истории Земли // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 4. С. 57–62.
40. Петрографический словарь / Под ред. Г.Д. Афанасьева, В.П. Петрова, Е. Устиева. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.
41. *Пушаровский Ю.М.* Сейсмография, тектоника и глубинная геодинамика // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 518–522.
42. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
43. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 181 с.
44. *Руттен М.* Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
45. *Свириденко Л.П.* Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.

46. Синицин В.М. СIALЬ: Историко-геологические аспекты. Л.: Недра, 1972. 168 с.
47. Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.
48. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Карякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 479).
49. Сомин М.Л. Реакция кристаллического цоколя при формировании складчатых поясов // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тект. совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 198–202.
50. Тейлор С.Р., Мак-Леннон С.М. Континентальная кора: Состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 312 с.
51. Толковый словарь английских геологических терминов / Русский перевод под ред. Л.П. Зоненшайна. Т. 1. М.: МИР, 1977. 286 с.
52. Хаин В.Е., Левин Л.Э., Тулиани Л.И. Некоторые количественные параметры глобальной структуры Земли // Геотектоника. 1982. № 6. С. 25–37.
53. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995, 480 с.
54. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 174 с.
55. Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 200 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 497).
56. Armstrong R.L. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on near-steady-state no-continental-growth // Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1981. Vol. A301. № 1461. P. 443–472.
57. Berthelsen A. Europe's tectonic accretion and the intraplate origin of the Tornquist zone // 11 Intern. Conf. on Basement Tectonics. Potsdam, 1994. P. 15–18.
58. Bois Ch. Orogenic belts and sedimentary basins. Thoughts on crustal evolution suggested by deep seismic reflection images // Bull. Soc. geol. France. 1993. T. 164. № 3. P. 327–342.
59. Fife W.S. The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient spot tectonics // Chem. Geol. 1978. Vol. 23. № 1. P. 89–114.
60. Guitard G. La Structure du Massif du Canigou, Aperçu sur la métamorphisme régional dans la zone axiale des Pyrénées orientales // Bull. Soc. Géol. France. 1959. № 6 (3). P. 907–924.
61. Kirby S.H., Kronenberg A.K. Rheology of the Lithosphere: Selected Topics // Rev. Geophys. 1987. Vol. 25. № 6. 1219–1244.
62. Lowman P.D. Comparative planetology and the origin of continental crust // Precambrian Res. 1989. Vol. 44. № 3–4. P. 171–195.
63. Pandey O.P., Agrawal P.K. Lithospheric Mantle Deformation beneath the Indian Cratons // Journal of Geology. 1999. Vol. 107. P. 683–692.

Рецензенты: В.И. Коваленко, С.Д. Соколов

Vertical Accretion of the Earth's Crust

M. G. Leonov

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: m_leonov@ginras.ru

Abstract—Vertical accretion is considered to be a combination of processes and phenomena related to the interaction between the Earth's shells. It is shown that homogenization, sialization, and granitization of rocks occur at interfaces between the Earth's layers and shells (Moho, lower crust–upper crust, basement–sedimentary cover, upper crust–hydrosphere and atmosphere) as a result of physicochemical (structural and compositional) interactions between the materials. Some factors and mechanisms responsible for sialization of rocks and formation of new volumes of the granitic–metamorphic layer are discussed in this paper. The main conclusion is that interaction between the Earth's shells plays a substantial role in the growth of the consolidated continental crust.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В СОСТАВЕ ДЕПЛЕТИРОВАННОЙ МАНТИИ

© 2005 г. А. Я. Шараськин, А. Л. Книшпер

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 30.12.2003 г.

Обзор и критическая оценка данных, характеризующих структуру и состав деплетированной мантии, приводят к нескольким важным заключениям. Лерцолиты и гарцбургиты – главные типы пород в мантийных частях офиолитовых разрезов и среди абиссальных перидотитов или ультраосновных ксенолитов из базальтовых лав и кимберлитов слагают основной объем деплетированной мантии, область которой простирается вниз от границы кора/мантия до предельных глубин формирования магм состава абиссальных толентов (*MORB*). Петрографическая неоднородность, очевидная из неравномерного распределения этих разновидностей перидотитов в офиолитовых разрезах (от тонкого чередования слоев до крупных доменов монотонного состава), сложным образом сочетается с геохимическим разнообразием лерцолитов, гарцбургитов и других, менее распространенных разновидностей мантийных пород. Главными геодинамическими факторами, определившими вещество неоднородность деплетированной мантии, были внутримантийная магматическая дифференциация, субдукция океанических литосферных плит и реакции реститовых перидотитов с просачивающимися расплавами и флюидами. Гетерогенная структура деплетированной мантии развивалась с раннего докембрия на протяжении всей дальнейшей эволюции Земли.

ВВЕДЕНИЕ

Представления о веществе верхних горизонтов мантии под океанами играют важную роль в геологии. Они являются существенной составной частью всех известных гипотез эволюции мантии Земли и одним из отправных моментов в анализе происхождения и развития ультрамафит-мафитовой литосферы современных и древних океанов. Помимо некоторых результатов сравнительной планетологии [4], выводы о составе мантии под океанами базируются на фактических данных двух категорий. С одной стороны, это прямые данные о составе обширной группы ультраосновных пород, к которой относятся абиссальные перидотиты, ультрамафиты мантийных частей офиолитовых разрезов и ксенолиты в лавах океанических островов. С другой стороны, решающую роль в возникновении представлений об “истощенном”, или, как часто говорят, “деплетированном”, состоянии мантии в океанических областях Земли сыграли результаты изотопно-геохимических исследований базальтов срединных хребтов (*MORB*), слагающих второй сейсмический слой коры современных океанов.

Обстоятельные работы по систематике изотопных отношений Sr и Nd в *MORB* и базальтах океанских островов появились в 70-х годах прошлого столетия ([5] и ссылки в данной работе). Они показали, что магмы состава *MORB* формируются в таких областях мантии, где отношения Rb/Sr понижены, а отношения Sm/Nd, напротив, повышены по сравнению с этими параметрами в изначальной хондритовой мантии Земли (первич-

ная или первородная мантия *PRIMA*). Эти данные и глобальная протяженность срединно-океанических хребтов неопровержимо указывают на планетарную распространённость “деплетированной мантии”, которая объединяет домены мантийного вещества, обедненного литофильными редкими элементами.

Концепция деплетированной мантии, отвечающая постулату геологии о формировании земной коры в результате дифференциации вещества первичной мантии, тем не менее, породила ряд проблем, которые дискутируются длительное время и пока не имеют окончательных решений. Прежде всего, это проблема возраста деплетированной мантии, которая в прикладном отношении важна для корректной интерпретации возрастных соотношений между мантийными и коровыми комплексами пород офиолитовых разрезов, на что уже обращалось внимание [2]. Кроме того, в данной работе мы попытались оценить достоверные и проблематичные моменты в подходах к анализу геодинамических факторов, которые определяют петрографическую неоднородность деплетированной мантии, известную давно, и геохимические аномалии в ее составе, выявленные сравнительно недавно.

ВОЗРАСТ И НЕОДНОРОДНОСТИ СОСТАВА ДЕПЛЕТИРОВАННОЙ МАНТИИ

Данные, позволяющие судить о возрасте деплетированной мантии

Сдвиги изотопных отношений, на основании которых сделан вывод об истощенном характере

мантийных резервуаров *MORB*, не дают прямой информации о возрасте соответствующих мантйных пород. Тем не менее, по канонам изотопной геологии [5] эти резервуары, несомненно, были изолированы от остальных доменов мантйного вещества на протяжении весьма длительного отрезка геологической истории после тех событий, которые привели к снижению Rb/Sr и увеличению Sm/Nd в деплетированной мантии. По общепринятому мнению, такими событиями были зарождение в мантии и последующая экстракция из нее базальтовых магм.

В связи с тем, что базальты с характеристиками *MORB* присутствуют в составе офиолитов очень древнего возраста, например, в протерозойском офиолитовом комплексе Йормула в Финляндии [37], можно думать, что формирование деплетированной мантии началось в глубоком докембрии. Кроме того, один из основных постулатов изотопной геологии заключается в том, что общая истощенность деплетированной мантии есть результат избирательной экстракции литофильных компонентов из мантии в земную кору [5], и в таком случае основной объем деплетированной мантии, несомненно, должен был сформироваться до начала фанерозоя.

Общая систематика изотопных отношений Lu и Hf в океанических базальтах и хондритах [8] также указывает на то, что все разновидности *MORB*, с которых начинается мантйный тренд на изотопных диаграммах, не имеют генетических связей с *PRIMA* и образовались из доменов мантии, прошедших через древние стадии плавления. Прямым указанием на присутствие древнего вещества в неглубоких слоях мантии являются обнаруженные в кимберлитах популяции цирконов с возрастными до 2.1–2.8 млрд. лет [10]. О том же свидетельствуют и оценки Sm–Nd модельных возрастов перидотитов мантйного генезиса, которые, к сожалению, пока немногочисленны. В частности, по расчетам С. Якобсена и его коллег [16] домен деплетированной мантии, с которым генетически связаны плагиоклазовые лерцолиты офиолитовых массивов Тринити, возник в докембрии (0.7–1.4 млрд. лет назад). Столь же и более древние значения модельного возраста деплетированной мантии установлены на основе изотопных данных для перидотитов из массивов Ланцо и Балдиссеро в Альпах, Бени-Бушера в Северной Африке и Ронда в Бетских Кордильерах [32]. К этому следует добавить вывод о том, что в лерцолитах Внешних Лигурид (Северные Апеннины) сохранились признаки аккреции к континентальной литосфере в протерозойское время [30]. Кроме того, характер корреляции отношений $^{190}\text{Pt}/^{186}\text{Os}$ и $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ в некоторых абиссальных перидотитах Срединно-Атлантического хребта [9] и Идзу-Бонин-Марианской системы островных дуг [25]

тоже интерпретируется как свидетельство докембрийской дифференциации мантйного вещества.

На самых ранних стадиях неоднородности в деплетированной мантии, вероятно, возникали в основном за счет различий в степенях частичного плавления ее вещества, поскольку нет никаких оснований думать, что процессы магмообразования в мантии были в то время инвариантны и развивались единообразно в разных областях. Те же процессы, несомненно, влияли на эволюцию состава деплетированной мантии и впоследствии вплоть до настоящего времени. Однако после формирования ощутимых объемов континентальной коры и естественного в связи с этим разделения литосферы на океанические и континентальные сегменты дальнейшее усложнение гетерогенной структуры мантии происходило не только путем магматической дифференциации. С переходом к геодинамическим режимам тектоники литосферных плит, который мог произойти уже в раннем докембрии, появился ряд факторов, которые привели в действие механизм рециркуляции вещества между мантией и корой. К оценке роли этих факторов мы перейдем после краткого обзора данных о вариациях вещественного состава деплетированной мантии и ее геохимических особенностей.

Вариации петрографического состава деплетированной мантии

Главными разновидностями пород деплетированной мантии являются лерцолиты и гарцбургиты, слагающие основной объем мантйных частей офиолитовых разрезов, в частности, тех, которые описаны в недавней нашей работе [2]. Эти же разновидности пород являются доминирующими и среди абиссальных перидотитов, поднятых со дна драгами или вскрытых глубоководным бурением в разных структурах дна современных океанов. Они же, как хорошо известно, слагают большинство ксенолитов ультраосновного состава, встречающихся в кимберлитах и базальтоидных лавах континентальных и океанических сегментов литосферы.

Во всех перечисленных случаях лерцолиты и гарцбургиты имеют петроструктурные особенности, на основании которых принято выделять эти породы в класс мантйных тектонит-перидотитов [3]. Происхождение пород по схеме “*деплетированная мантия + базальтовый расплав = PRIMA*” многократно тестировалось с помощью петролого-геохимических моделей. Такие модели создавались петрологами и геохимиками на протяжении трех последних десятилетий. Они строились на основе разных фактических данных и принимаемых схем плавления, в связи с чем как сами полученные результаты, так и их интерпретации существенно отличаются друг от друга и

поэтому любую из предложенных моделей нельзя считать универсальной. Тем не менее, основным качественным итогом работ в данном направлении можно считать то, что не только гарцбургиты, но и лерцолиты следует рассматривать как остаточные, в разной степени деплетированные фракции (реститы) первичного мантийного вещества после удаления из него базальтовых магм.

Таким образом, есть достаточно серьезные основания полагать, что реститовые лерцолиты и гарцбургиты начали формироваться на ранних этапах эволюции Земли и в настоящее время слагают основной объем деплетированной мантии, которая, таким образом, петрографически неоднородна. Судя по строению офиолитовых разрезов [2, 3], область распространения пород деплетированной мантии начинается от границы кора/мантия и по логике должна простираться вниз до предельных глубин формирования магм состава *MORB*. В соответствии с опубликованными оценками этих глубин (до 60 км и более), можно думать, что деплетированная мантия охватывает мантийную часть океанской литосферы, а возможно, и астеносферу.

О масштабах петрографических неоднородностей в деплетированной мантии судить напрямую можно лишь на основе наблюдений в офиолитовых массивах, которые показывают, что относительная распространенность лерцолитов и гарцбургитов крайне непостоянна. В одних случаях она выражается чередованием прослоев и зон различной мощности, сложенных либо лерцолитами, либо гарцбургитами, а в других может достигать до полного преобладания одного типа пород над другим. Например, гарцбургиты довольно однородного петрографического и петрохимического состава слагают почти нацело мантийную часть офиолитового покрова Семайл в Омане, где ее мощность достигает 12 км [12]. Контрастным примером являются офиолиты массивов Тринити на западе США, поскольку в них среди мантийных пород доминируют плагиоклазовые и шпинелевые, т.е. разные по составу, лерцолиты [16].

Попутно следует заметить, что долгое время существовала тенденция интерпретировать преобладание одного типа пород над другим как свидетельство медленных (лерцолиты) или повышенных (гарцбургиты) скоростей спрединга в древних океанах. Однако, как уже отмечалось, во многих офиолитовых разрезах наблюдается чередование слоев лерцолитового и гарцбургитового состава, порой весьма частое, и для таких случаев придется предполагать соответствующие флуктуации скоростей спрединга, хотя строение коровых частей этих разрезов не дает для этого никаких оснований. Кроме того, сейчас известно, что оба типа пород встречаются, например, среди абиссальных перидотитов Срединно-Атлантичес-

кого или Америко-Антарктического хребтов, в целом формировавшихся по общепринятым представлениям при низких скоростях спрединга. Поэтому, несмотря на то, что лерцолиты и гарцбургиты отвечают по составу разным степеням истощенности мантийного вещества, их вряд ли следует рассматривать в качестве индикаторов скорости спрединга в древних океанах.

Петрографические неоднородности деплетированной мантии, обусловленные неравномерным распределением лерцолитов и гарцбургитов, а также вариациями их минерального состава, усугубляются присутствием в ней особой группы пород, в которую входят дуниты, верлиты и пироксениты. В офиолитовых разрезах эти породы в основном сосредоточены непосредственно под границей кора/мантия и образуют среди лерцолитов и гарцбургитов различные по форме и размерам тела [2, 3, 12, 16 и др.]. В тех случаях, когда такие тела имеют резкие, четко оформленные границы, они напоминают интрузивные образования (дайки, силлы и т.п.). В других случаях границы тел расплывчаты и отвечают зонам постепенного изменения минерального состава. Кроме того, в области перехода кора/мантия наблюдаются типичные дайки диабазов и габбро, а также диффузные ореолы импрегнации ультрамафитов клинопироксеном и/или плагиоклазом. По всем признакам обсуждаемые образования, несомненно, вторичны по отношению к более древней матрице лерцолит-гарцбургитового состава. Существующие взгляды на их происхождение довольно противоречивы (см. ниже) и во многом основаны на результатах геохимического изучения всего спектра пород деплетированной мантии.

Геохимическая неоднородность пород деплетированной мантии

Углубленные геохимические исследования мантийных тектонит-перидотитов начались во второй половине 80-х годов прошлого столетия, когда появились соответствующие аналитические возможности. В результате этих исследований к настоящему времени получены убедительные свидетельства геохимической неоднородности как самих лерцолитов и гарцбургитов, так и минералов этих пород. Теоретически геохимические различия главных типов пород деплетированной мантии должны определяться меньшей степенью истощенности лерцолитов по сравнению с гарцбургитами и дунитами, если те и другие формировались по схеме *деплетированная мантия + базальтовый расплав = PRIMA*, однако фактические результаты очень часто противоречат этому постулату. Например, сравнение данных по распределению редкоземельных элементов (*REE*) в группах тектонит-перидотитов разного состава (рис. 1) позволяет отметить следующее.

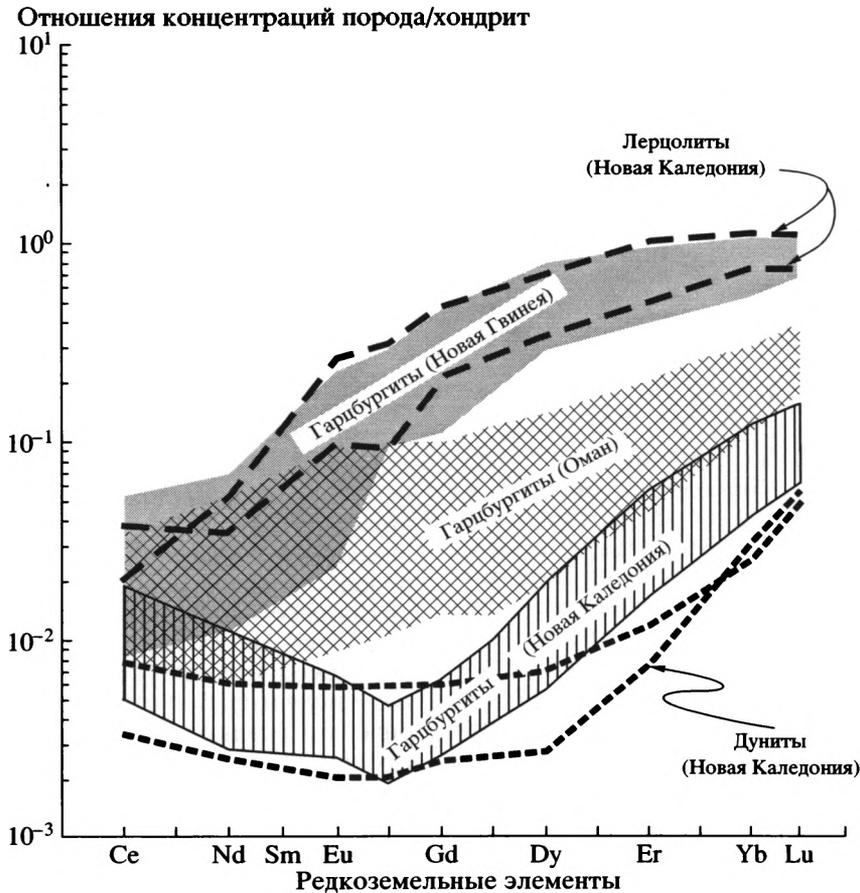


Рис. 1. Диаграмма, иллюстрирующая близкие и контрастные спектры распределения редкоземельных элементов в мантийных лерцолитах, гарцбургитах и дунитах из офиолитовых массивов Омана [12], Новой Гвинеи [22] и Новой Каледонии [29]

Во-первых, одни и те же типы пород, хотя бы взятые для сравнения гарцбургиты с близкими петрохимическими показателями степени истощенности [12, 22, 29], могут существенным образом отличаться одни от других по геохимическим параметрам. Во-вторых, ультрамафиты разного петрографического состава, например, лерцолиты и гарцбургиты или гарцбургиты и дуниты, наоборот, могут иметь очень сходные геохимические характеристики (рис. 1). И, наконец, известны мантийные перидотиты, которые относительно обогащены легкими REE и, в частности, неодимом относительно самария (на диаграмме это гарцбургиты из массивов Новой Каледонии [29]), тогда как теоретическое отношение этой пары элементов в деплетированной мантии должно быть обратным. Соответственно приходится полагать, что геохимические неоднородности возникли в деплетированной мантии не только в результате разных степеней плавления исходного вещества, но и под влиянием других факторов.

Совершенно аналогичный вывод вытекает и из результатов геохимических исследований пи-

роксенов – главных минералов-носителей литофильных редких элементов в мантийных перидотитах. Объем геохимической информации, полученной для этих минералов, значительно превышает объем данных для пород в целом. Если судить по общей совокупности опубликованных анализов, то концентрации REE, Sr, Y, Ti и Zr в пироксенах из мантийных перидотитов различаются на два-три порядка, в то время как содержания Na_2O и Al_2O_3 варьируют в них незначительно, в пределах нескольких процентов. Далеко не всегда эти особенности удается объяснить с помощью моделей выплавления базальтовых магм из мантийного вещества, и вывод о влиянии дополнительных факторов на геохимию деплетированной мантии представляется сейчас вполне обоснованным.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ГЕТЕРОГЕННОСТИ ДЕПЛЕТИРОВАННОЙ МАНТИИ

Вопрос о происхождении мантийных неоднородностей частично рассматривался либо как со-

ставная часть общей проблемы дифференциации земного вещества на геосферы и последующего взаимодействия между ними, либо в связи с обсуждением тех или иных геохимических эффектов, предполагаемых для разных схем мантийной конвекции. Связь между подобными планетологическими или геофизическими представлениями и реальными данными, позволяющими судить о вещественном составе современной мантии, крайне проблематичны, и мы не будем обсуждать их в данной работе. В то же время обсуждавшиеся выше петрографические и геохимические неоднородности деплетированной мантии связаны происхождением не только с процессами, протекающими в глубоких геосферах, но и с влиянием ряда факторов, которые контролировали и продолжают контролировать общую тектоническую эволюцию земной литосферы. К числу таких факторов, которые можно обсуждать, оперируя вполне конкретными геологическими и геохимическими фактами, прежде всего, относится влияние “горячих точек” на состав деплетированной мантии. Изотопно-геохимические и томографические данные, свидетельствующие о таком влиянии, общеизвестны и не нуждаются в дополнительных комментариях. Вместе с тем, существует обширная серия работ, доказывающих, что само формирование разных по составу резервуаров в мантии, с которыми связан вулканизм “горячих точек”, происходило при взаимодействии мантийных пород с веществом субдуцируемых литосферных плит. Эта идея, пожалуй, менее гипотетична, чем другие модели образования геохимических аномалий в мантии. В связи с этим, оставляя в стороне подробный обзор аргументов, выдвигавшихся в ее защиту, попробуем все же оценить, насколько масштабными в целом могут быть геохимические эффекты субдукции и некоторых дополнительных геодинамических явлений, возможно, влияющих на состав мантийного вещества.

Субдукция как фактор развития мантийных неоднородностей

Геодинамическая модель, согласно которой субдукция океанской литосферы может приводить к образованию вещественных неоднородностей в мантии, стала обсуждаться в связи с развитием идей тектоники плит и до сих пор находит поддержку у большинства петрологов и геохимиков. Суть ее заключается в том, что по мере продвижения океанических плит от центров спрединга к зонам субдукции в их составе появляются новые компоненты, во-первых, осадочный чехол и, во-вторых, продукты вторичных изменений пород фундамента. Дальнейшее изменение валового состава плит происходит уже в самих зонах субдукции, из которых только часть новых компо-

нентов возвращается в земную кору [6, 26, 38]. Остальное вещество, попадающее в итоге в мантию, существенно отличается по составу не только от мантийной субстанции, но и от общей совокупности пород, формировавшихся в зонах спрединга. Обобщенная схема процессов, в результате которых меняется валовой состав океанических плит на пути их продвижения от центров спрединга к зонам субдукции и далее в подлитосферную область мантии, показана на рис. 2.

Идея погружения океанических плит в зонах субдукции имеет не только сейсмологическое, но и достаточно строгое геохимическое обоснование. Изотоп ^{10}Be с периодом полураспада в 1.5 млн. лет имеет космогенное происхождение и присутствует в ощутимых концентрациях только в тех молодых осадках ложа океанов, которые накапливались при низких скоростях седиментации. Поэтому когда изотопные метки ^{10}Be были обнаружены в лавах островных дуг [36], не осталось никаких сомнений в том, что в зоны субдукции увлекаются не только кристаллические породы океанской литосферы, но и ее осадочный чехол, в том числе и слабо литифицированные верхние горизонты осадков. В отличие от гипотетических процессов, происходящих в зонах субдукции, осадочный чехол современных океанических плит доступен для непосредственного наблюдения и геохимических исследований. Это стало возможным благодаря успехам глубоководного бурения в океанах, которые позволяют оценить вклад осадочного вещества в развитие мантийных неоднородностей с достаточной степенью определенности. Оценки такого рода крайне интересны в связи с тем, что в этом веществе концентрации неогерентных редких элементов, обычно используемых в качестве трассеров геохимических неоднородностей в мантии (TR, R, Rb, Sr, Y, Zr, Hf, Th, U), на один-два, а то и на три порядка выше, чем в кристаллических породах океанской литосферы.

По оценкам разных лет общий поток осадочного вещества в глобальную систему современных зон субдукции варьирует от 1.0 [14] до 2.6–4.0 $\times 10^{15}$ г/год [38] в зависимости от условий, принятых при расчетах. Величина порядка 1.4×10^{15} г/год, которая была рассчитана на основе результатов глубоководного бурения и с учетом данных о предполагаемых скоростях сближения плит в зонах конвергенции [31], представляется наиболее оптимальной. Эта величина не столь незначительна, как это может показаться на первый взгляд, и вполне сравнима по масштабу с известной нам оценкой средней скорости разрастания континентов за счет добавки к ней магматических образований мантийного генезиса [33]. К этому следует добавить, что в областях океанских плит, прилегающих к разным глубоководным желобам, осадочный чехол имеет неодинаковую мощность и разный литологический состав (рис. 3). Та-

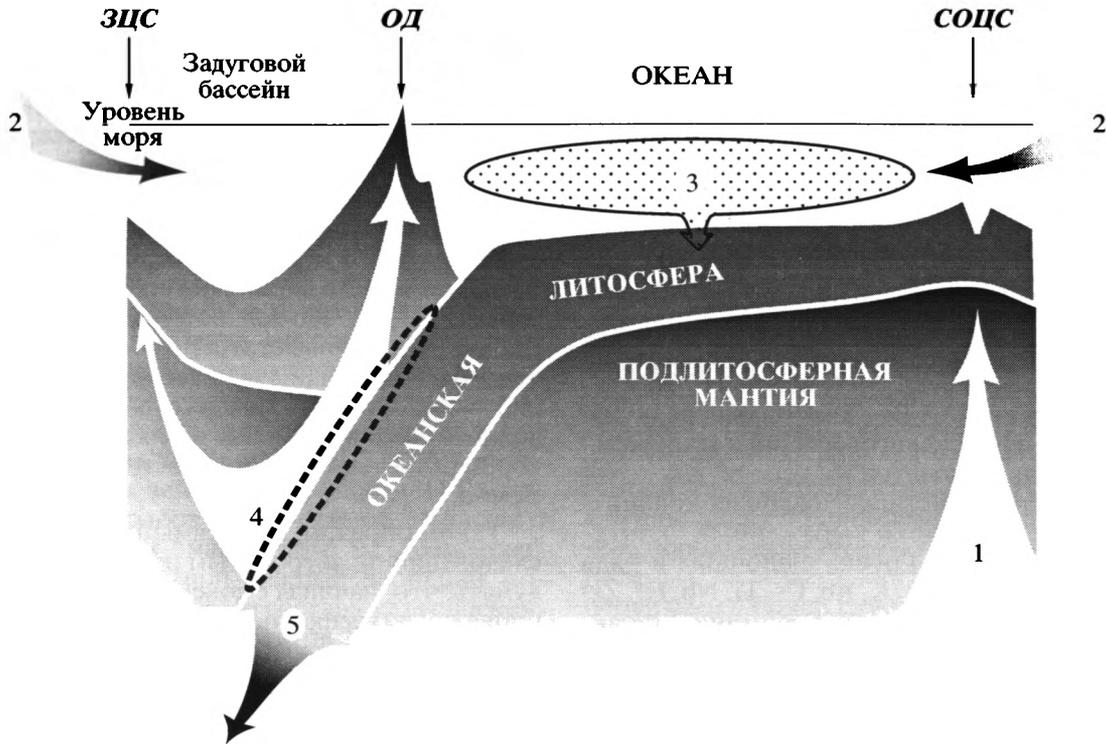
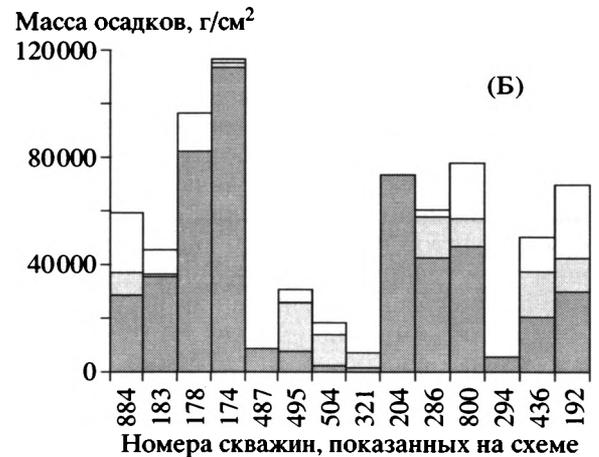
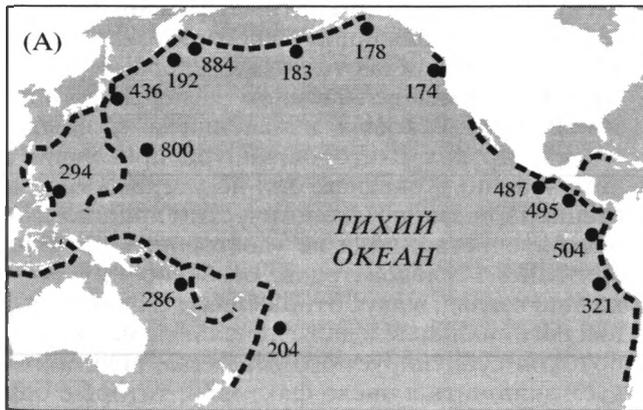


Рис. 2. Обобщенная схема потоков вещества, обуславливающих циркуляцию сиалических компонентов (СК) в системе кора-мантия: 1 – поток СК из мантии в океаническую кору в срединно-океанических центрах спрединга (СОЦС); 2 – континентальный сток СК в океаны; 3 – поток СК в осадочный чехол и измененные кристаллические породы океанической коры; 4 – потоки СК из зон субдукции (пунктирный контур) в островные дуги (ОД) и задуговые центры спрединга (ЗЦС); 5 – поток СК в недра



1 — глубоководные желоба по периферии Тихого океана; 2 — скважина и ее номер; 3–5 — суммарные массы терригенных (3), карбонатных (4) и кремнистых (5) осадков в скважине, рассчитанные в работе [31]

Рис. 3. Схема расположения скважин глубоководного бурения (А) и гистограмма (Б), иллюстрирующие региональные различия масс и литологического состава осадков близ зон субдукции по периферии Тихого океана

1 – глубоководные желоба по периферии Тихого океана; 2 – скважина и ее номер; 3–5 – суммарные массы терригенных (3), карбонатных (4) и кремнистых (5) осадков в скважине, рассчитанные в работе [31]

ким образом, очевидно, что отдельные сегменты мировой системы зон субдукции поставляют в мантию различные объемы осадочного вещества

неизбежно разного валового состава. Основными факторами, контролирующими литологический состав океанических осадков, являются расстоя-

ние до областей сноса терригенного материала и вулканокластики, а также соотношение скоростей осаждения и растворения биогенных компонентов седиментации. Пространственные и вековые вариации этих факторов общеизвестны, и поэтому весьма вероятно, что региональные потоки осадочного вещества, увлекаемого в зоны субдукции, менялись не только в пространстве, но и со временем.

По результатам недавнего обобщения Т. Планка и Ч. Лангмюра [26], современный глобальный поток осадочного вещества в зоны субдукции представляет собой смесь, состоящую из 76% терригенного материала, 7% карбоната кальция, 10% опала и 7% гидроксилсодержащих минеральных фаз. Как показано в той же работе, для потока характерен спектр нормализованных концентраций *REE*, имеющий ярко выраженный “континентальный” характер. Группа щелочных и ряда литофильных элементов (K, Rb, Cs, Ti, Nb, Hf, Zr) сконцентрирована при этом в терригенной фракции, Sr тесно связан с карбонатными фазами, а носителями Ba являются биогенный барит и компоненты гидротермального генезиса. Концентрации Th и U более сложным образом распределены между кластической фракцией, костными остатками рыб, водородными Fe-Mn фазами и органическим веществом.

Из этих данных и отмеченных выше пространственно-временных вариаций в литологии и объемах субдуцируемых осадков с неизбежностью следует, что в процессе вековой эволюции земных океанов “геохимический почерк” вещества, уносимого с поверхности в мантийные глубины, также постоянно менялся во времени и пространстве. Достоверно оценить масштабы развития зон субдукции в палеозойских и более древних океанах попросту невозможно, однако в мезозое и кайнозое они явно представляли собой геодинамический фактор глобального значения. Так, по данным томографии, разрешающая способность которой существенно возросла за последние годы, общий объем океанических плит, погружившихся таким способом в глубокие недра за 130 млн. лет, оценивается цифрой порядка $3.45 \times 10^{10} \text{ км}^3$ [39]. Несмотря на всю условность оценок такого рода, полученный результат весьма внушителен.

В связи с обсуждаемой проблемой интересно то, что процесс рециркуляции вещества в системе кора–мантия, связанный с развитием зон субдукции, мог начаться на весьма ранних этапах земной эволюции, возможно, уже с раннего докембрия. Это можно предполагать, основываясь на результатах исследований в архейских зеленокаменных поясах Канады, Гренландии, Балтийского щита и Австралии. За последнее десятилетие в этих поясах были установлены коллажи террейнов [28] и

тектонические образования типа аккреционных призм [19, 27], а среди пород, слагающих структуры этого типа, были выявлены аналоги лав бонинитовой серии [18, 27, 40] и толеитовых базальтов, характерных для разных морфоструктур современных океанов [24, 28].

Именно эти результаты стали основой для применения основных положений новой глобальной тектоники к анализу не только фанерозойской, но и архейско-протерозойской истории Земли [19, 20]. Что же касается основной проблемы, обсуждаемой в статье, эти данные интересны тем, что лишний раз подтверждают предположение о присутствии древнего вещества в составе деплетированной мантии и весьма длительной истории развития неоднородностей в этой оболочке Земли.

Таким образом, даже самый краткий обзор исследований по затронутым проблемам позволяет думать, что, начиная с докембрия, субдукция океанических литосферных плит и, в первую очередь, их осадочного чехла действительно была одним из главных факторов развития геохимических неоднородностей в деплетированной мантии. Как уже отмечалось, по последним наиболее обстоятельным данным [26], для глобального потока осадочного вещества в мантию характерны усредненные геохимические параметры верхней континентальной коры. В таком случае допустима мысль, что они могли оставаться относительно стабильными с того момента, когда образовался основной объем континентов. Однако из аргументов, приведенных выше, с неизбежностью следует вывод о том, что современные региональные составляющие общего потока очень существенно различаются по всем параметрам. Зависят от перемен во взаимном расположении континентов и вековых изменений в глобальной системе других факторов, контролировавших седиментацию в океанах, они не могли оставаться стационарными и в геологическом прошлом. Эти обстоятельства, пока не удостоенные должного внимания исследователей, особенно интересны, на наш взгляд, в двух отношениях. С одной стороны, региональные и даже локальные флуктуации потоков субдуцируемого вещества, видимо, следует включать в число факторов, которые определяют чрезвычайное разнообразие геохимических характеристик вулканизма островных дуг и активных континентальных окраин, что резко отличает его от проявлений вулканизма в любых других геодинамических ситуациях. С другой стороны, они открывают новые перспективы для объяснения разнообразия геохимических аномалий в мантии, включая и те, с которыми связан вулканизм горячих точек. В данном случае важно то, что, меняя положение в пространстве в зависимости от вековых изменений в кинематике всей системы литосферных плит, зоны субдукции поз-

воляли сиалическим компонентам проникать в недра не в одних и тех же, а в самых разных областях. С этой точки зрения значение обсуждаемого геодинамического фактора для развития мантийных неоднородностей просто трудно переоценить.

Прочие факторы развития неоднородностей в деплетированной мантии

В последнее время, особенно в работах, посвященных изучению мантийных комплексов офиолитов, большое внимание уделяется эффектам реакций мантийных перидотитов с флюидами и/или базальтовыми расплавами, которые образуются на той или иной глубине в мантии и тем или иным образом “просачиваются” сквозь окружающие породы к земной поверхности ([17] и последующий цикл работ). Надо сказать, что идея о подобных реакциях “мантийного метасоматоза” впервые зародилась при анализе вариаций модального и геохимического состава ультраосновных ксенолитов из кимберлитов [1, 21], и мы в принципе согласны с тем, что процессы такого рода могут быть причиной развития неоднородностей в деплетированной мантии.

На наш взгляд, явления мантийного метасоматоза, несомненно, могут играть ведущую роль в происхождении реститовых перидотитов, импрегнированных пироксеном и/или плагиоклазом. Кроме того, петрологическая суть предполагаемых реакций состоит в растворении ортопироксена из реститовых перидотитов и одновременном осаждении из расплава оливина и клинопироксена – главных минеральных фаз дунитов, верлитов и пироксенитов. Поэтому многие исследователи полагают, что все эти разновидности пород формируются в мантии исключительно в результате данных реакций. Мы считаем, что такая точка зрения крайне интересна тем, что она предопределяет возрастное отличие перидотитовой матрицы деплетированной мантии от воздействующих на нее расплавов. Кроме того, из данных, которые обсуждались выше, следует, что разница в возрасте двух субстанций может быть весьма и весьма существенной, что важно учитывать при анализе происхождения зон кора/мантия в офиолитовых разрезах.

При всей привлекательности идеи о происхождении пород дунит-верлит-пироксенитовой серии за счет реакций перидотит/расплав ее все же нельзя считать всесторонне обоснованной. Во-первых, побудительные причины и сам механизм миграции расплавов в мантийной среде остаются пока гипотетическими, не имеющими конкретных и достаточно строгих обоснований. Во-вторых, нельзя упускать из виду возможность альтернативного генезиса пород этой серии, в первую очередь, дунитов, поскольку дунитовые тела, залегающие близ границы кора/мантия в офиолитовых разре-

зах, могут отвечать базальным кумулятам плутонических коровых комплексов, отторгнутым с этого уровня и погруженным в мантийное вещество в результате тектонических срывов по этой границе [3]. Кроме того, они могут формироваться в результате кристаллизации оливина из расплавов в пределах пограничного термического слоя [23]. К тому же дуниты соответствуют теоретическому составу предельно деплетированных реститов после магматической дифференциации мантийного вещества, если изначальный его состав близок гипотетическому пиролиту Д. Грина и А. Рингвуда [13], рассчитанному в соответствии с пропорцией одна часть базальта + три части дунита. И, наконец, области развития реакций перидотит/расплав вряд ли ограничиваются переходной зоной кора/мантия, как это постулируется в публикациях по проблеме, поскольку обсуждаемые породы присутствуют среди ксенолитов, выносимых на поверхность базальтоидами и кимберлитами с более глубоких уровней мантии.

В связи с последним обстоятельством можно думать, что реакции, о которых идет речь, вероятно, могут развиваться вокруг разноглубинных очагов магнообразования в мантии, а, возможно, и на путях миграции расплавов из этих очагов к поверхности там, где для этого возникают подходящие условия, характер которых предстоит выяснить. В частности, предполагается, что такие реакции влияли на геохимию пироксенов во всем интервале мантийных частей офиолитовых разрезов Ньюфаундленда [7] и Омана [12], т.е. до глубин порядка 6–12 км, начиная от границы кора/мантия. В то же время они не привели к повсеместному развитию в этом интервале пород дунит-верлит-пироксенитовой серии, происхождение которых, как уже отмечалось, остается проблематичным.

В дополнение к рассмотренным факторам причиной развития неоднородностей в деплетированной мантии могут быть и геодинамические явления, порождаемые закрытием океанических бассейнов и континентальной коллизией. Например, известны представления, согласно которым формирование мощных корней коллизионных орогенов и масштабные латеральные смещения литосферных блоков при коллизии активно влияют на динамику недр, приводя к масштабным латеральным перемещениям пластичного вещества мантии. Результаты лабораторных экспериментов [35] и численного моделирования [34] допускают вероятность развития подобных явлений в мантии, что открывает новые возможности для объяснения известных, но до сих пор загадочных изотопных аномалий в океанической литосфере. Например, базальты с изотопными отношениями Sr, Nd и Pb, типичными для абиссальных толеитов Индийского океана (I-MORB), оказались широко распространенными в коре Западно-Филиппин-

ской и ряда других котловин западной окраины Тихого океана [15]. Базальтовый вулканизм с такими изотопными метками в принципе не находит места в общепринятых схемах геодинамической эволюции структур на западе Тихого океана. Поэтому М. Флауэр с коллегами [11] предположили, весьма логично, на наш взгляд, что основной причиной проявлений вулканизма данного типа и соответствующих изотопных аномалий в недрах была “латеральная экструзия” астеносферной мантии, которая возникла при закрытии Тетиса и последующем формировании Альпийского складчатого пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение сформулируем несколько кратких, наиболее важных положений, которые подводят итог нашему обзору данных о структуре и составе деплетированной мантии.

(1) Петрографическая неоднородность деплетированной мантии обусловлена неравномерным распределением в ней двух главных разновидностей мантийных тектонит-перидотитов – лерцолитов и гарцбургитов, отвечающих по составу реститам и возникших при магматической дифференциации первичной мантии на раннем докембрийском и последующих этапах земной эволюции.

(2) Область распространения реститовых лерцолитов и гарцбургитов простирается от границы кора/мантия до предельных глубин формирования магм состава MORB. Масштаб петрографических неоднородностей в деплетированной мантии меняется от частого чередования прослоев и небольших зон разного состава до сравнительно крупных доменов, сложенных преимущественно лерцолитами или гарцбургитами.

(3) В лерцолит-гарцбургитовой матрице деплетированной мантии располагаются сравнительно небольшие и вторичные по отношению к ней тела дунит-верлит-пироксенитовой серии и диффузные ореолы импрегнации перидотитов клинопироксеном и/или плагиоклазом. Происхождение пород этой серии во многом остается дискуссионным. Скорее всего, они полигенны и среди них есть предельно истощенные реститы, продукты реакций перидотит/расплав и ультраосновные кумуляты плутонических коровых комплексов, попавшие с этого уровня в верхние горизонты мантии при тектонических срывах вдоль границы Мохоровичича.

(4) Петрографическая неоднородность деплетированной мантии сложным образом сочетается с геохимической неоднородностью слагающих ее пород. Геохимические неоднородности отражают как разную степень первоначальной истощенности реститов, так и повторное обогащение мантий-

ных пород литофильными редкими элементами в результате взаимодействия с расплавами и/или флюидами при их миграции сквозь литосферу.

(5) Среди геодинамических факторов, которые контролировали и продолжают контролировать развитие геохимических неоднородностей в деплетированной мантии, ведущая роль принадлежит субдукции океанических литосферных плит, которая в сочетании с наращиванием плит в зонах спрединга составляет основу механизма рециркуляции сиалических компонентов между мантией и земной корой. Дополнительные эффекты могут быть связаны с явлениями мантийного метасоматоза и магматической дифференциации над зонами субдукции и с масштабными латеральными перемещениями вещества мантии при закрытии океанических бассейнов и континентальной коллизии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64142) и Программы № 5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействие геосфер”, проект “Офиолитовые ассоциации как ключ к анализу тектонических и геодинамических событий у границы раздела океанической коры и мантии”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
2. Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитов // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3–21.
3. Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. С. 257.
4. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
5. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. С. 590.
6. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. С. 163.
7. Batanova V.G., Suhr G., Sobolev A.V. Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: ion probe study of clinopyroxenes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. Vol. 62. P. 853–866.
8. Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. P. 243–258.
9. Brandon A.D., Snow J.E., Walker R.J. et al. ¹⁹⁰Pt–¹⁸⁶Os and ¹⁸⁷Re–¹⁸⁷Os systematics of abyssal peridotites // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 177. P. 319–335.
10. Chen Y.D., O’Reilly S.V., Kinny P.D., Griffin W.L. Dating lower crust and upper mantle events: an ion microprobe study from kimberlitic pipes // Lithos. 1994. Vol. 32. P. 77–94.
11. Flower M.F.J., Tamaki K., Hoang N. Mantle extrusion: model for dispersed volcanism and DUPAL-like as-

- thenosphere in east Asia and the western Pacific // *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. AGU Monograph. Geodynamic Series. Vol. 27. Washington: Am. Geophys. Union, 1998. P. 67–88.
12. *Godard M., Jousselin D., Bodinier J.-L.* Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeospreading center: a study of the mantle section in the Oman ophiolite // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 180. P. 133–148.
 13. *Green D.H., Ringwood A.E.* Mineral assemblages in a model mantle composition // *J. Geophys. Res.* 1963. Vol. 68. P. 937–945.
 14. *Hay W.W., Sloan J.L., Wold C.N.* Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 14933–14940.
 15. *Hickey-Vargas R., Hergt J.M., Spadea P.* The Indian Ocean-type isotopic signature in western Pacific marginal basins: origin and significance // *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. AGU Geophys. Monograph. Vol. 88. Washington DC: Am. Geophys. Union, 1995. P. 175–197.
 16. *Jacobsen S.B., Quick J.E., Wasserburg G.J.* A Nd and Sr isotopic study of the Trinity peridotite: implications for mantle evolution // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 68. P. 361–378.
 17. *Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E.* Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle // *Nature*. 1992. Vol. 358. P. 635–641.
 18. *Kerrick R., Wyman D., Fan J., Bleeker W.* Boninite series: low-Ti tholeiite associations from the 2.7 Ga Abitibi greenstone belt // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 164. P. 303–316.
 19. *Kimura G., Ludden J.L., Desrochers J.-P., Hori R.* A model of ocean-crust accretion for the Superior Province, Canada // *Lithos*. 1993. Vol. 30. P. 337–355.
 20. *Komiya T., Maruyama S., Masuda T., Nohda S., Hayashi M., Okamoto K.* Plate tectonics at 3.8–3.7 Ga: field evidence from the Isua accretionary complex, Southern West Greenland // *J. Geol.* 1999. Vol. 107. P. 515–554.
 21. *Menzies M.A., Hawkesworth C.J.* *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press, 1987. 713 p.
 22. *Monnier C., Girardeau J., Pubellier M., Permana H.* L'ophiolite de la chaîne centrale d'Irian Jaya (Indonésie): évidences pétrologiques et géochimiques pour une origine dans bassin arrière-arc // *C. R. Acad. Sci. Paris. Earth and Planet. Sci.* 2000. Vol. 331. P. 691–699.
 23. *Niu Y., Langmuir Ch.H., Kinzler R.J.* The origin of abyssal peridotites: a new perspective // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 152. P. 251–265.
 24. *Ohta H., Maruyama S., Takahashi E., Watanabe Y., Kato Y.* Field occurrence, geochemistry and petrogenesis of the Archean mid-ocean ridge basalts (AMORBs) of the Cleaverville area, Pilbara Craton, western Australia // *Lithos*. 1996. Vol. 37. P. 199–221.
 25. *Parkinson I.J., Hawkesworth C.J., Cohen A.S.* Ancient mantle in a modern arc osmium isotopes in the Izu-Bonin-Mariana forearc peridotites // *Science*. 1998. Vol. 281. P. 2011–2013.
 26. *Plank T., Langmuir Ch.H.* The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chem. Geol.* 1998. Vol. 145. P. 325–394.
 27. *Polat A., Hofmann A.W., Rosing M.T.* Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 184. P. 231–254.
 28. *Polat A., Kerrich R., Wyman D.A.* The late Archean Schreiber – Hemlo and White River – Dayohessarah greenstone belts, Superior Province: collages of oceanic plateaus, oceanic arcs, and subduction – accretion complexes // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 289. P. 295–326.
 29. *Prinzhofer A., Allègre C.J.* Residual peridotites and the mechanism of partial melting // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 74. P. 251–265.
 30. *Rampone E., Hofmann A.W., Piccardo G.B. et al.* Petrology, mineral and isotope chemistry of the External Liguride peridotites // *J. Petrol.* 1995. Vol. 36. P. 81–105.
 31. *Rea D.K., Ruff L.J.* Composition and mass flux of sediment entering the world's subduction zones: Implications for global sediment budgets, great earthquakes, and volcanism // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 140. P. 1–12.
 32. *Reisberg L., Lorand J.P.* Longevity of subcontinental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs // *Nature*. 1995. Vol. 376. P. 159–162.
 33. *Reymer A., Schubert G.* Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth // *Tectonics*. 1984. Vol. 3. P. 63–77.
 34. *Tamaki K.* Upper mantle extrusion tectonics of southeast Asia and formation of western Pacific backarc basins // *Evolution of the Indochina Peninsula*. Hanoi: Do Son, 1995. P. 89–90.
 35. *Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Armijo R., Cobbold P.* Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // *Geology*. 1982. Vol. 7. P. 611–616.
 36. *Tera F., Brown L., Morris J., Sacks I.S., Klein J., Middleton R.* Sediment incorporation in island-arc magmas: Inferences from ¹⁰Be // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1986. Vol. 50. P. 535–550.
 37. *Tsuru A., Walker R.J., Kontinen A., Peltonen P., Hanski E.* Re-Os isotopic systematics of the 1.95 Ga Jurmala Ophiolite Complex, northern Finland // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 164. P. 123–141.
 38. *von Huene R., Scholl D.W.* Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust // *Rev. Geophys.* 1991. Vol. 29. P. 279–316.
 39. *Wen L., Anderson D.L.* The fate of slabs inferred from seismic tomography and 130 million years of subduction // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 133. P. 185–198.
 40. *Wyman D.A.* A 2.7 Ga depleted tholeiite suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi Greenstone Belt, Canada // *Precambrian Res.* 1999. Vol. 97. P. 27–42.

Рецензент: А.А. Пейве

Tectonic Factors Controlling Formation of Heterogeneous Depleted Mantle

A. Ya. Sharaskin and A. L. Knipper

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: sharas@ginrus.ru

Abstract—Overview and critical consideration of the available data characterizing the structure and composition of the depleted mantle lead to several important conclusions. Lherzolite and harzburgite are the main rock types in mantle parts of ophiolitic sections, among abyssal peridotites, and in mantle nodules entrained by basaltic lavas and kimberlites. These rocks are major constituents of the depleted mantle that extends from the crust/mantle boundary down to the maximum depth of MORB-type magma sources. The lithologic heterogeneity of the depleted mantle is evident from the extremely irregular distribution of these rocks in ophiolitic sections, where their mode of occurrence varies from fine intercalation to large monotonous domains, as well as from the combination of geochemical diversity of lherzolites, harzburgites, and less abundant mantle rocks. The intramantle magmatic fractionation, subduction of oceanic lithospheric plates, and reactions of percolating melts and fluids with restitic peridotites are the main geodynamic factors that control compositional heterogeneity of the depleted mantle. The heterogeneous structure of the depleted mantle arose in the Early Precambrian and has evolved during the subsequent history of the Earth.

УДК 551.241/550.4(517)

ГЕОДИНАМИКА И КOROОБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ РАННИХ КАЛЕДОНИД БАЯНХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)

© 2005 г. В. И. Коваленко¹, В. В. Ярмолук¹, О. Томуртог², В. С. Антипин³,
В. П. Ковач⁴, А. Б. Котов⁴, Е. А. Кудряшова¹, Е. Б. Сальникова⁴, Н. Ю. Загорная⁴

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35

²Геологический институт Монгольской академии наук, Монголия, 212351, Улан-Батор

³Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а

⁴Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199134, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

Поступила в редакцию 24.04.2004 г.

Баянхонгорская зона каледонид входит в Южно-хангайскую группу террейнов Центральной Монголии. Эта группа включает (с юга на север): 1 – дорифейский Байдрагский блок с рифейским сланцевым чехлом (бурдгольская серия), 2 – зону островодужного магматизма с кембрийским базальт-андезит-дацитовым вулканизмом, 3 – Баянхонгорскую зону позднерифейских-кембрийских пород, в составе которой различаются Дельб-Хаирханская (терригенно-карбонатная), собственно Баянхонгорская (офиолитовая) и Халют-Булакская (терригенно-карбонатная с подчиненными вулканами) подзоны, 4 – Дзагскую зону существенно кембрийских терригенно-сланцевых толщ, отвечающую южной краевой части Хангайского террейна с рифейской корой.

Среди магматических образований Баянхонгорской офиолитовой зоны преобладают породы, типичные для океанических лавовых плато или океанических островов. Среди осадочных пород зоны отсутствуют осадки с изотопными характеристиками древней континентальной коры, что свидетельствует об их формировании в океаническом бассейне на большом расстоянии от палеоконтинентов. Состав осадочных пород Дзагской зоны Хангайского террейна соответствует среднему составу земной коры. Условия для образования таких пород преобладали на достаточно далеко вынесенных в океан участках шельфа, в строении которых, по-видимому, участвовали фрагменты позднерифейских островных дуг, оказавших омолаживающее влияние на модельный Nd изотопный возраст осадков T_{Nd} (DM – 2st) ~ 1.6 млрд. лет). Осадочные породы платформенного чехла Байдрагского блока (бурдгольский комплекс) формировались при резко выраженном преобладании местных источников сноса. Областью их аккумуляции служил шельф, сформированный на древнем континентальном основании вблизи области размыта.

Совмещение этих разнородных фрагментов позднерифейской-кембрийской литосферной оболочки Земли в единый композитный терреин связывается со столкновением фрагментов суперконтинента Родиния и его рифейского шельфа с крупным океаническим лавовым плато или группой океанических островов типа Гавайских. Это столкновение, сопровождавшееся субдукционными и обдукционными процессами, произошло на рубеже около 500 млн. лет назад в ходе общей аккреции, завершившейся образованием раннекаледонского супертеррейна Центрально-азиатского складчатого пояса.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия в разных районах раннекаледонского складчатого пояса Центральной Азии были выполнены детальные геологические, геохронологические и петрологические исследования офиолитов [5, 9, 14, 15, 34, 35, 42–45 и др.]. В результате были получены принципиально новые данные о возрасте и строении офиолитовых комплексов, о геодинамических обстановках их формирования, о характере корообразующих процессов, приводящих к смене коры океанического и островодужного типов континентальной [10–12, 31]. Однако полученная информация еще фрагментарна, и ряд важных рай-

онов каледонского складчатого пояса остается слабо изученным. В частности, это справедливо по отношению к Баянхонгорской офиолитовой зоне, являющейся одной из наиболее крупных в строении каледонид. Эта зона представлена узкой (<20 км) полосой выходов пород офиолитового комплекса, которая протягивается в северо-западном направлении вдоль южного борта современного Хангайского нагорья на расстоянии более 300 км [25, 38, 49]. Она фиксирует собой крупную сутуру между Байдрагским кратонным блоком и Хангайским (или Орхонским по [50]) позднедокембрийским террейном. В последние годы в пределах зоны были выполнены геохроно-

логические исследования магматических и метаморфических пород и существенно уточнены особенности ее строения и развития [33–35]. Целью настоящей статьи является реконструкция геодинамического развития региона на основе геологической и изотопно-геохимической характеристики типичных магматических и осадочных пород Баянхонгорской зоны и ее ближайшего окружения, как весьма вероятных главных компонентов раннекаледонской континентальной коры региона, а также источников широко развитых здесь разновозрастных гранитоидов. Подобный подход позволяет детализировать специфику корообразующих процессов и их геодинамику, дополняя тем самым тектонику.

Краткая геологическая характеристика Баянхонгорской зоны и ее обрамления

Баянхонгорская зона (рис. 1) расположена в центральной части Монголии к югу от Хангайского нагорья и сложена офиолитовым комплексом венд-раннекембрийского возраста [20, 25, 38]. Согласно представлениям [50] эта зона входит в состав Южно-Хангайской группы террейнов, которая включает, кроме Баянхонгорской зоны, с юга – Байдрагский кратонный (позднеархейский-рифейский) блок и с севера – рифейский Орхонский террейн и в целом отнесена к ранним каледонидам. В схеме тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), выполненного нами на основе оценки Nd модельного возраста коры [10, 32] Байдрагский блок представляет фрагмент докембрийского Тувино-Монгольского микроконтинента, Баянхонгорская зона отнесена к ранним каледонидам, а северное ее обрамление выделено как Хангайский террейн с рифейской корой, который, таким образом, сопоставляется с Орхонским террейном [50]. Возраст Хангайского террейна был установлен на основе данных о рифейских модельных Nd изотопных возрастах источников разновозрастных гранитоидов, широко проявившихся в его пределах [10, 32]. В последние годы в пределах Баянхонгорской зоны и ее ближайшего обрамления были выполнены исследования [34, 35], позволившие дать несколько иную интерпретацию этой части Южно-Хангайской группы террейнов. Здесь были выделены следующие структурные зоны (с юго-запада на северо-восток): Байдрагская, Бурдгольская, Баянхонгорская и Дзагская (рис. 2), при этом Байдрагская и Баянхонгорская зоны имеют иные границы и иной объем слагающих их пород по отношению к одноименным зонам схемы [50]. Помимо этого, была выделена дополнительная вулканическая зона, отвечающая фрагменту островной дуги, который в виде узкого тектонического клина зажат между Бурдгольской и Баянхонгорской зонами.

Ниже приведена краткая характеристика Южно-Хангайской группы террейнов, учитывающая как новейшие, так и ранее проведенные исследования [3, 4, 7, 17, 24, 33–35, 37, 43, 50]. В строении региона мы будем различать Байдрагский докембрийский блок, зону островодужного магматизма, Баянхонгорскую офиолитовую зону, Дзагскую зону Хангайского террейна.

Байдрагский блок, выделяемый также как фрагмент докембрийского Тувино-Монгольского микроконтинента [11, 13, 15, 32], окружен раннекаледонскими структурами ЦАСП. В его строении выделяются раннедокембрийские кристаллические комплексы и рифейский чехол [13, 15, 19]. Породы кристаллического основания детально изучены и неоднократно описаны Ф.П. Митрофановым и И.К. Козаковым [13, 19].

Осадочный чехол Байдрагского террейна представлен породами бурдгольской серии, которые с несогласием и конгломератами в базальном слое залегают на гнейсах кристаллического основания. Область распространения пород чехла ограничена северо-восточными пограничными участками Байдрагского террейна и была выделена [34, 35] в качестве самостоятельной Бурдгольской зоны. Возраст чехла оценен по строматолитам и калий-аргоновым датировкам (840 млн. лет, по [50]) и соответствует позднему рифею. Нижняя часть разреза чехла, сложенная преимущественно песчаниками и органическими известняками, образовалась в прибрежных морских условиях в режиме трансгрессии, а средняя и верхняя (существенно черносланцевая, глинисто-карбонатная, и карбонатная) – в условиях открытого моря. Разрез осадочных пород насыщен многочисленными пластовыми телами базитов. Породы бурдгольской серии были неоднократно метаморфизованы, но в целом степень метаморфизма пород возрастает от зеленосланцевой до амфиболитовой в северном направлении к тектонической границе блока. Более ранний метаморфизм датируется возрастом метаморфогенной слюды из филлитов (699 ± 35 млн. лет) [49]. Более поздние проявления метаморфизма зафиксированы на уровне ~ 530 млн. лет [34]. Участки, пограничные с зоной островодужного магматизма и Баянхонгорской зоной, превращены в тектонический меланж.

Зона островодужного магматизма тяготеет к тектоническому контакту между породами Баянхонгорской и бурдгольской серии Байдрагского блока (см. рис. 2). Она не выдержана по простиранию и выклинивается в северо-западном направлении к долине р. Байдараг-гол. В соответствии с нашими данными в строении этой зоны участвуют потоки базальтов, базальтовых андезитов и в меньшей степени андезитов и дацитов, а также агломераты, гиалокластиты и редко туфы этих по-

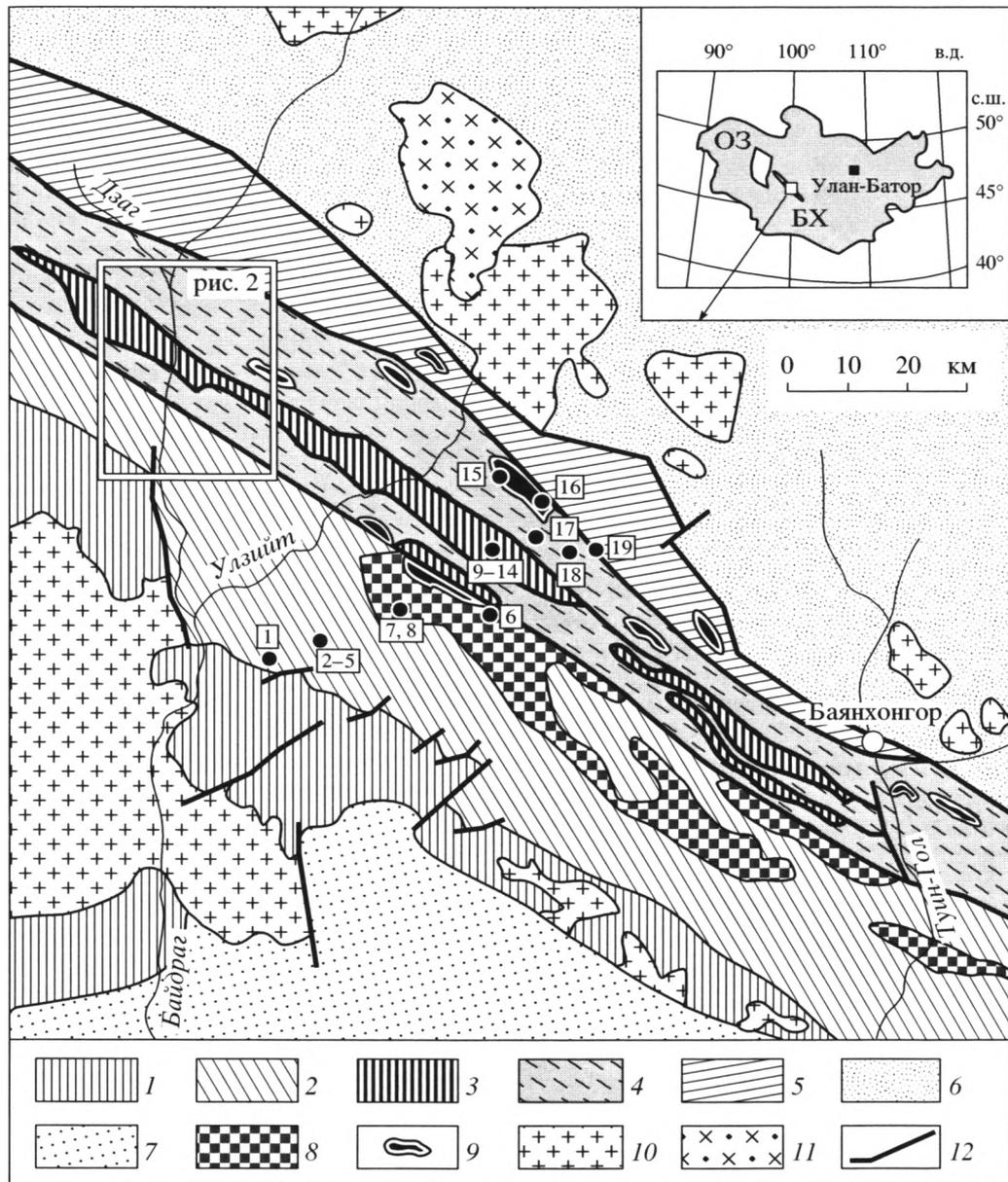


Рис. 1. Схема геологического строения центрального сегмента Баянхонгорской зоны по [50]

На врезке – положение рис. 1 (квадрат), Баянхонгорской (БХ) и Озерной (ОЗ) зон ранних каледонид в пределах территории Монголии

1, 2 – Байдрагский блок: 1 – Байдрагский (AR_2) и Бумбугерский (PR_1) метаморфические комплексы, 2 – рифейский чехол (бурдгольская серия); 3 – Баянхонгорский (офиолитовый) террейн ($V-E_1$); 4, 5 – Орхонский террейн: 4 – Джиреминурская группа ($R-E_1$), 5 – Дзагская группа (E_2-O_1); 6 – отложения Хангайского прогиба, 7 – отложения мезозойско-кайнозойского чехла, 8–11 – гранитоиды: 8 – позднемембрийские, 9 – среднеордовикские, 10 – позднепалеозойские, 11 – раннемезозойские; 12 – разломы, надвиги, границы тектонических покровов

Точки с номерами – места отбора проб, номера соответствуют таблице

Точка ТТ-21 находится за пределами рисунка.

род. Лавы переслаиваются с горизонтами яшм и серых или красных вулканомиктовых песчаников. В верхней части толщи развиты гиалокластиты, конгломераты и песчаники, сложенные вулканокластическим материалом. Вся эта ассо-

циация пород характерна для комплексов островных дуг, и поэтому зона ее распространения выделяется нами как островодужная зона. Вулканическая толща пробита многочисленными дайками риолитов, риодацитов и мелкозернистых плагио-

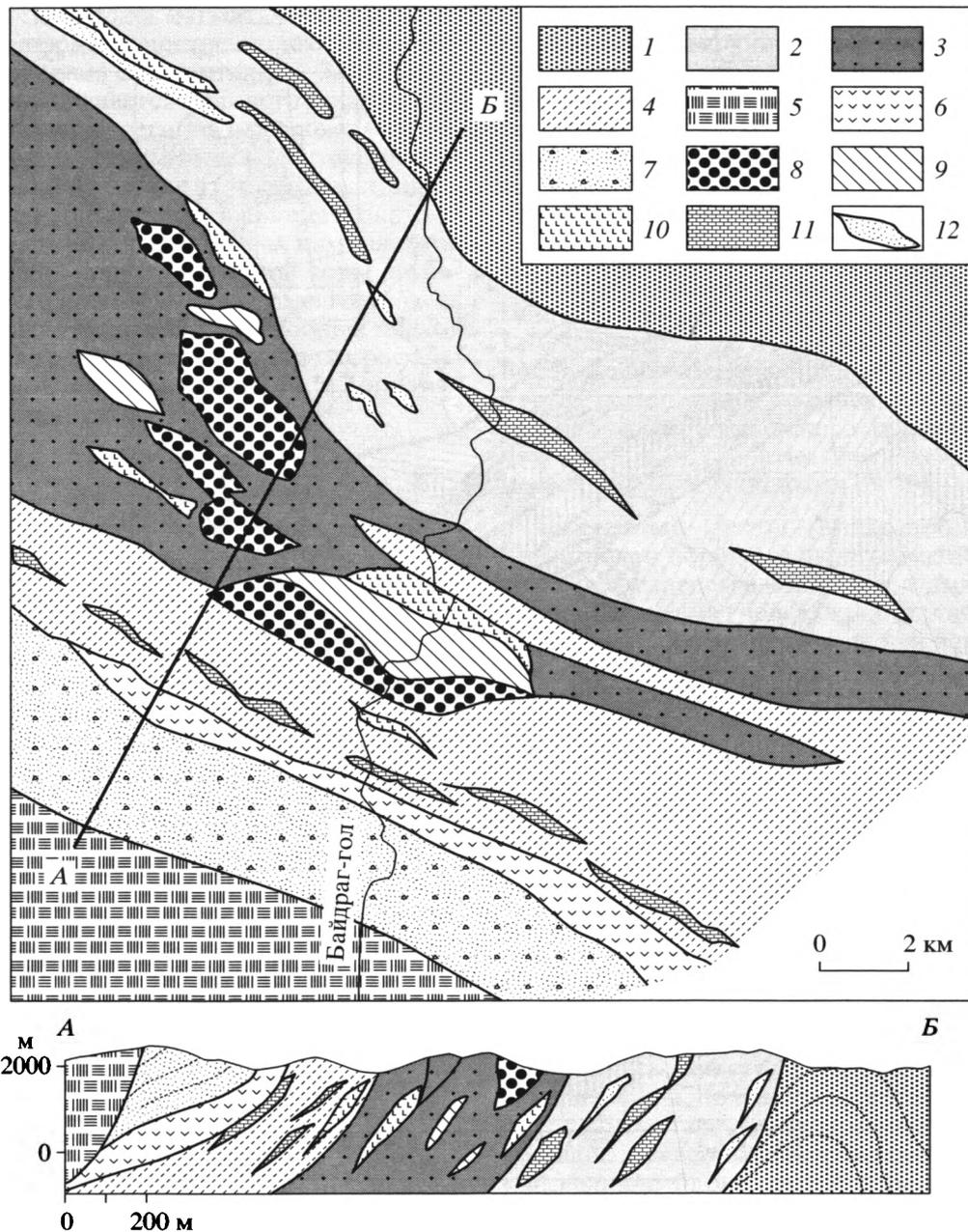


Рис. 2. Геологическая карта и разрез Байдагского сечения Баянхонгорской зоны по [34]

1–6 – структурные зоны: 1 – Дзагская, 2–4 – подзоны Баянхонгорской зоны: 2 – Халют-Булакская, 3 – Баянхонгорская (серпентинитовый меланж), 4 – Дельб-Хаирханская; 5 – Бурдгольская, 6 – островодужных вулканитов; 7 – каменноугольная моласса; 8–10 – породы офиолитового комплекса: 8 – габбро, 9 – комплекс параллельных даек, 10 – подушечные базальты; 11 – карбонатные породы, 12 – линзы терригенных пород

гранитов. Возраст плагиогранитов, оцененный на основе датирования циркона, составляет 474 млн. лет [34], соответственно, вулканическая толща имеет более древний возраст.

Баянхонгорская зона (рис. 2) в варианте К. Бухана с соавторами [35] по сравнению с одноименной структурой [50] имеет иной объем и границы. В ее строении выделяется три параллельных под-

зоны: Дельб-Хаирханская, офиолитового меланжа и Халют-Булакская.

Дельб-Хаирханская подзона имеет в бассейне р. Байдарик ширину до 10 км. Ее строение определяет комплекс отложений, в нижней части которого преобладают мощные пачки карбонатных пород, которые образуют протяженные гряды с шириной выходов до 1–1.5 км, а в верхней разви-

ты углистые и известковистые сланцы и песчаники. По-видимому, в структуре подзоны весь этот комплекс отложений тектонически сдвоен, в связи с чем здесь отмечаются близкие по строению мегаритмы, разделенные зонами разломов с выходами серпентинитов. Пограничные участки подзоны превращены в меланж. Вблизи границы с зоной вулканических пород среди фрагментов меланжа по данным [35] отмечаются базальты, дациты, конгломераты и песчаники, типичные для островодужного комплекса.

Подзона офиолитового меланжа полностью соответствует Банхонгорской зоне в схеме [50]. Обобщенный разрез офиолитов этой зоны включает метаперидотиты серпентинитового меланжа, кумулятивный комплекс, "верхнее" габбро, дайковый комплекс и шаровые лавы базальтов [7, 17, 24, 38, 43]. Венд-раннекембрийский возраст офиолитов оценен на основании Sm-Nd изохроны по амфиболовому габбро (569 ± 21 млн. лет, по [9, 43]) и по остаткам игл губок в межшаровых промежутках пиллоу-лав [24].

Халют-Булакская подзона ограничивает с севера выходы офиолитового меланжа и имеет ширину до 8 км. В строении подзоны участвуют, главным образом, филлитовые сланцы и карбонатные породы, образующие пачки большой мощности. Возраст пород по палеонтологическим данным датируется вендом – ранним кембрием [35, 50]. Эти образования расчленены северозападными разломами, которые местами сопровождаются линзами серпентинитового меланжа. По данным [35] в строении толщи участвуют также туфы, редкие тела кислых лав и пористых базальтов. По мнению этих авторов, состав пород и строение этой подзоны иные, чем у Дельб-Хаирханской зоны, и поэтому они отвечают разным обстановкам формирования.

Хангайский террейн является крупным жестким блоком (микроконтинентом) в строении Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он облекается зонами венд-кембрийских офиолитов с юга (Баянхонгорская зона), запада (Озерная зона) и севера (Джидинская зона). Центральная часть террейна перекрыта среднепалеозойскими терригенными толщами Хангайского прогиба, а по периферии широко проявлены гранитоиды Хангайского батолита, одного из крупнейших в мире (>100000 км²). Рифейский возраст Хангайского террейна устанавливается, прежде всего, на основе оценок модельного Nd изотопного возраста (1.2–1.6 млрд. лет) источников гранитов Хангайского батолита [10, 32]. Вдоль южного края террейна по границе с Баянхонгорской зоной распространены метаморфические толщи позднего рифея – кембрия, выходы которых выделяются [34, 50] в отдельную *Дзагскую зону*. В соответствии с данными [50] в строении зоны участвуют

две группы пород – жирминнурская и дзагская. Более ранняя жирминнурская группа объединяет (снизу вверх):

1) Метаофиолитовый комплекс, представленный серпентинитами, гнейсовидными габброидами с диабазовыми дайками. Породы комплекса залегают в основании последовательности толщ, в том числе содержащих позднерифейскую органику, что позволяет рассматривать их не моложе, чем позднерифейские.

2) Комплекс метаморфических пород, включающий переслаивающиеся metabазальты с редкими кварцитами и кристаллическими сланцами.

3) Зеленосланцевый комплекс, представленный кварц-серицитовыми сланцами по песчано-глинистым осадкам. В составе комплекса участвуют также горизонты и линзы известняков и доломитов, которые содержат позднерифейские строматолиты [50].

4) Вулканогенно-карбонатно-сланцевый комплекс, залегающий на породах зеленосланцевого комплекса и датируемый по палеонтологическим данным вендом – ранним кембрием [50]. Нижняя часть его представлена вулканогенно-карбонатной толщей, а верхняя – сланцевой.

Дзагскую группу пород (дзагинская серия в работах советских геологов) представляет флишоидная толща среднего кембрия, возможно, раннего ордовика, которая согласно залегают на толщах вулканогенно-карбонатного сланцевого комплекса жирминнурской группы [50]. В ее строении преобладают сильнодеформированные пелитовые и псаммитовые сланцы. К-Аг изучение слюды из этих пелитов дало возраст метаморфизма 453.9 ± 9.1 и 447.4 ± 9.0 млн. лет [34, 35], по-видимому, связанного с раннекаледонской коллизией [34].

Гранитоидный магматизм. В пределах Южно-Хангайской группы террейнов широко развиты разнообразные гранитоиды, объединяемые в несколько возрастных групп. Протерозойские гранитоиды Байдрагского блока охарактеризованы И.К. Козаковым [13, 15]. Здесь рифейские гранитоиды (биотитовые адамелиты, иногда двуслюдяные двуполевошпатовые гнейсовидные граниты) выделены на основании Pb-Pb (метод термоионной эмиссии) возрастов цирконов (от 1000 ± 46 до 1222 ± 78 млн. лет), а также на основе Rb-Sr изохронной геохронологии (647 ± 10 млн. лет) [41]. Раннепалеозойские гранитоиды байдрагского и телминского комплексов также развиты в Байдрагском блоке [13, 15]. Они варьируют по возрасту в интервале 408 ± 20 до 469 ± 9 млн. лет и по составу от диоритов и плагиогранитов до лейкогранитов. Раннепалеозойские гранитоиды тохтогеншильского комплекса развиты по северной окраине Байдрагского блока и в пределах Баянхонгорской зоны [7, 50]. Они представлены биотитовыми гранитами иногда с гранатом и амфибол-биотитовыми мон-

цодиоритами. Позднепалеозойские гранитоиды также широко представлены в регионе и, главным образом, отвечают южным сателлитам огромного Хангайского батолита. Эти гранитоиды пересекают офиолитовые толщи Баянхонгорской зоны, а также упомянутые выше флишевые толщи дзагской (дзагинской) серии Хангайского террейна. Возраст Хангайского батолита, определенный редкими Rb-Sr и U-Pb (по циркону) датировками, варьирует в интервале между 250 и 270 млн. лет [27, 40].

Геохронология магматических пород

Возраст офиолитов Баянхонгорской зоны на основании Sm-Nd изохроны оценивается в 569 ± 21 млн. лет [9], что соответствует второй половине венда. Возраст пиллоу лав, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, установлен по метаморфогенному амфиболу Ag-Ag методом и составляет 484.5 ± 5.9 млн. лет [37]. Эта датировка, по-видимому, соответствует возрасту метаморфизма, что хорошо согласуется с аналогичными оценками метаморфизма в других офиолитовых зонах каледонид [31]. Для гранитоидов, прорывающих офиолиты и терригенные толщи в обрамлении офиолитовой зоны, в последнее время получен ряд новых надежных датировок. Так, биотитовые и двуслюдяные граниты Байдрагского батолита (крупный линейный плутон, вытянутый вдоль северо-восточной границы Байдрагского блока и прорывающий бурдгольскую серию и развитые в ее строении силлы базитов) по данным Rb-Sr геохронологии имеют возраст 647 ± 10 млн. лет [41]. Для лейкогранитов массива Цахир-ула, также прорывающих бурдгольскую серию в северо-западной части Байдрагского блока, К. Бухан с соавторами [35] Pb-Pb методом по единичным зернам циркона получили датировку 539 ± 5 млн. лет. Практически такой же Pb-Pb возраст по циркону (539 ± 1 и 545 ± 2 млн. лет) был получен этими же авторами для гранита, внедрившегося вдоль контакта между Дельб-Хаирханской и офиолитовой подзонами Баянхонгорской зоны. Как уже отмечалось, Pb-Pb возраст плагиориолитов из зоны островодужного магматизма составляет 474 ± 8 млн. лет. Достаточно хорошо изучен возраст более поздних гранитоидов в регионе. В первую очередь, это касается гранитоидов Хангайского батолита. Ранее нами были получены U-Pb методом по циркону оценки возраста кристаллизации гранитоидов батолита, равные 252 ± 3 и 253 ± 2 млн. лет [27].

Совсем недавно Б.М. Джан с соавторами [40] опубликовал новые данные по возрасту гранитоидов, которые имеются также в нашей коллекции образцов (таблица). Так, двуслюдяные и биотитовые граниты Цаганнурского плутона, прорывающие бурдгольскую серию (обр. ТТ-7, ТТ-8 на рис. 1),

имеют U-Pb возраст по циркону (SHRIMP), равный 514 ± 10 млн. лет, а граниты Нарин-Тэлского плутона (обр. ТТ-21), секущие породы Дзагской серии и офиолитовой зоны, 229 ± 6 млн. лет. Возраст монцодиоритов массива Далтын-Ам, внедренного в породы офиолитовой зоны, (обр. ТТ-15, ТТ-16) по данным Rb-Sr геохронологии принимается равным 248 ± 37 млн. лет [40, 48]. По биотиту гигантопорфириовидных амфибол-биотитовых адамеллитов массива Угалз (обр. ТТ-6), тяготеющего к границе Байдрагского блока и Баянхонгорской зоны, установлен K-Ag возраст 469 ± 9 млн. лет [48]. Таким образом, гранитоиды, прорывающие породы Баянхонгорского офиолитового комплекса и структур его обрамления, варьируют по возрасту от 545 до 229 млн. лет, при этом гранитоиды Хангайского батолита образовались 250–270 млн. лет назад [27].

При последующей изотопно-геохимической характеристике образцов мы для удобства применили для пород платформенного чехла Байдрагского блока и связанных с ним силлов возраст 700 млн. лет, который отвечает K-Ag возрасту метаморфогенной слюды из сланцев бурдгольской серии (699 ± 35 млн. лет по [49]) и, в частности, не противоречит тому, что эти породы прорываются гранитами Байдрагского батолита с возрастом ~650 млн. лет [41]. Возраст филлитов Баянхонгорской зоны будем считать равным возрасту офиолитов, т.е. 570 млн. лет.

Изотопно-геохимическая характеристика изученных пород

При расшифровке глубинных механизмов геодинамических процессов важную информацию несут данные о вещественном, прежде всего, изотопном и геохимическом составе пород. В магматических породах они отражают особенности состава глубинных источников этих пород, а также условия, в которых формировались исходные расплавы. В осадочных породах эти данные представляют характеристику источников сноса, поставивших материал в бассейны седиментации и, таким образом, позволяют оценить, в обрамлении каких областей размыва и на каком удалении от них происходило образование осадков.

Для изотопно-геохимических исследований пород региона нами были отобраны представительные пробы магматических пород офиолитов Баянхонгорской зоны, осадочных пород чехла Байдрагской зоны и диабазовых силлов из него, осадочных пород из Халют-Булакской подзоны и Дзагской зоны, а также гранитоидов раннего и позднего палеозоя из разных структурных зон региона. Краткая петрографическая характеристика этих пород, а также характеристика их геологического положения приведена в таблице, места опробования указаны на рис. 1.

Геологическое положение, состав, возраст и изотопные характеристики изученных проб

№	Порода и ее состав	Геологическое положение и координаты отбора проб	Возраст (млн. лет)	$\epsilon\text{Nd}(T)$	Модельный Nd изотопный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})^{***}$
Платформенный чехол Байдрагского блока (бурдгольская серия)					
ТТ-1	Кварцит	низы разреза	R_3 ,	-5.3	1845
ТТ-2	Филлит по черному сланцу	средняя часть разреза	>700*	-16.1	2738
ТТ-3	Диабазы (пироксен-плагиоклазовые альбитизированные, хлоритизированные и амфиболитизированные базальты)	Дайки и силлы, инжецирующие бурдгольскую серию	~700**	-0.5	1451
ТТ-4				5.9	916
Гранитоиды зоны развития бурдгольской серии Байдрагского блока					
ТТ-6	Гигантопорфировидный амфибол-биотитовый адамелит	Массив Угальз (46°26.64'–99°51.38')	469*	-2.1	1369
ТТ-7	Среднезернистые двуслюдяные лейкограниты	Массив Цаган-нур, (46°21.81'–99°44.36')	514*	-7.2	1843
Подзоны офиолитового меланжа Баянхонгорской зоны					
ТТ-9	Мелкозернистые трондьемиты	Из комплекса расслоенного габбро	570*	9.8	
ТТ-10				9.6	
ТТ-11	Хлоритизированный и амфиболитизированный плагиопорфировый диабаз	Дайка, секущая расслоенное габбро		9.0	
ТТ-12				10.3	
ТТ-13	Среднезернистое трахитоидное лейкократовое габбро	Комплекс расслоенного габбро		11.5	
ТТ-14	Хлоритизированный и амфиболитизированный плагиопорфировый диабаз	Дайковый комплекс офиолитов		9.1	
ТТ-15	Закаленный афировый базальт	Комплекс шаровых лав			
Халют-Булакская подзона Баянхонгорской зоны					
ТТ-15	Амфибол-биотитовый кварцевый монцодиорит	Массив Далтын-Ам (46°29.04'–100°01.38')	248*	-1.4	1153
ТТ-17	Серые рассланцованные филлиты	Сланцево-карбонатная толща	V– ϵ_1	-4	1636
ТТ-18	Темно-серые рассланцованные филлиты		~570**	-3.2	1567
Зона развития пород дзагского комплекса Хангайского террейна					
ТТ-19	Серые филлиты	Карбонатно-сланцевая флишоидная толща	V– ϵ_1	-4.2	1650
ТТ-21	Граниты	Нарин-Тэлский плутон (45°57.31'–101°25.74')	~570**	-3.6	1317

Примечание. * – установленный возраст, данные [9, 34, 40]; ** – принимаемый возраст; *** – модельный возраст источника осадков и гранитов.

Офиолиты. Детальный анализ состава магматических пород офиолитов Баянхонгорской зоны приведен в публикациях П.К. Кепежинскаса и др. [9, 43] и В.В. Коптевой [17]. Наши исследования были сконцентрированы на получении и анализе изотопно-геохимической информации, которая не была в достаточной мере представлена в цитированных работах. Изученные нами породы включают все главные разновидности офиолитового комплекса: из расслоенной серии (трондьемиты и анортозиты, залегающие в габбро и пересекаемые дайками афировых базальтов), из дайкового комплекса и из шаровых лав. В целом, в

соответствии со спайдерграммами (рис. 3) эти породы можно разделить на три следующие группы: 1) афировые базальты дайкового комплекса (ТТ-11) и шаровые лавы (ТТ-14), характеризующиеся высоким содержанием Ti, несовместимых высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U), элементов группы железа и низким содержанием Cs, K и Rb, 2) плагиопорфировые базиты дайкового (ТТ-12) и верхнее габбро (ТТ-13), отличающиеся низким содержанием Ti, других высокозарядных катионов и редкоземельных элементов (РЗЭ), но имеющие наиболее высокие содержания K, Cs и Rb, 3) трондьемиты и анортозиты

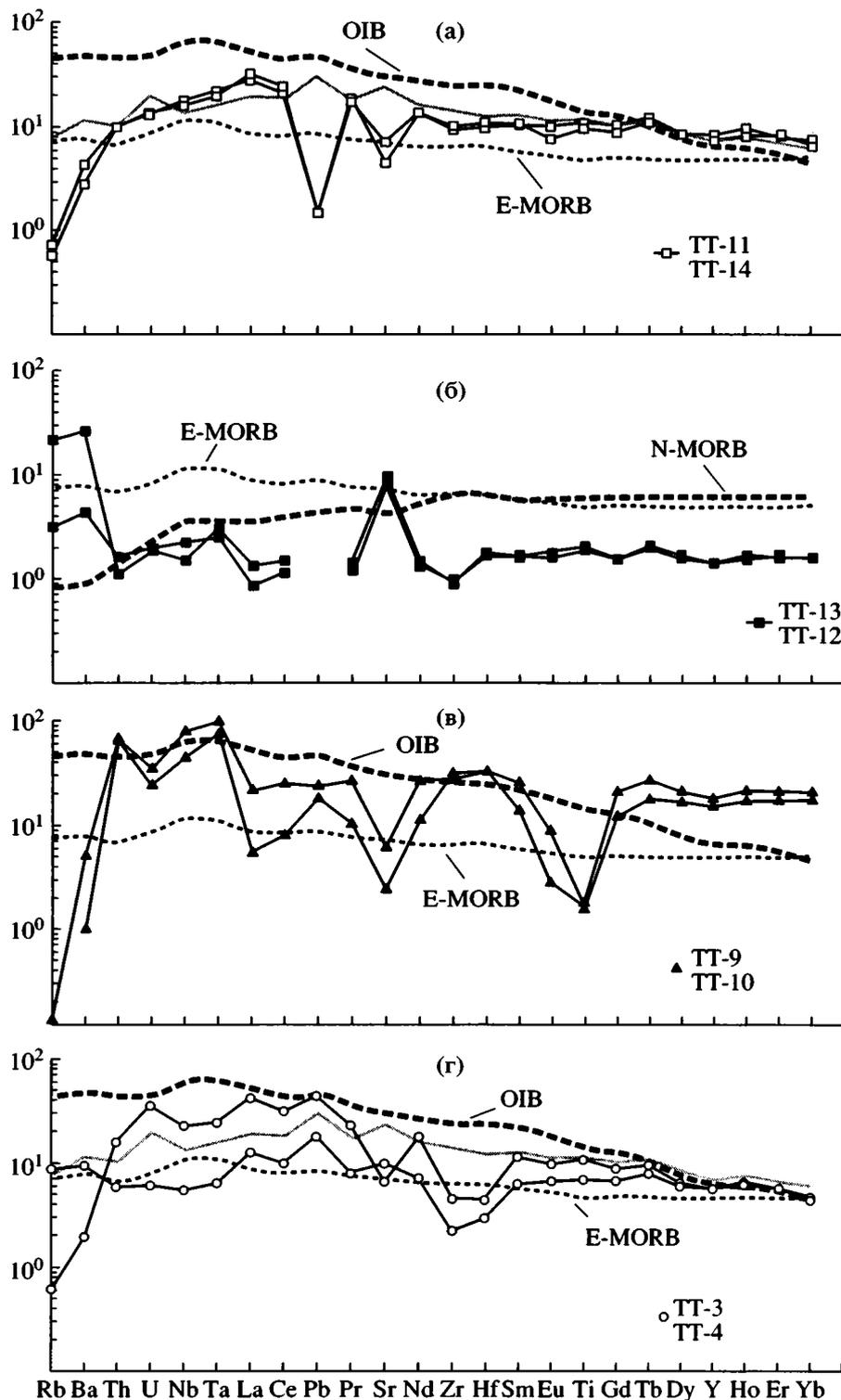


Рис. 3. Спектры распределения несовместимых элементов, нормированные по составу примитивной мантии для пород офиолитового комплекса (а-в) и базитовых пластовых тел бурдгольской серии (г)
 а – высокотитанистые базальты (ТТ-11, ТТ-14), б – низкотитанистые базальты и габбро (ТТ-12, ТТ-13), в – трондjemиты даек из расслоенной серии (ТТ-9, ТТ-10), г – базиты даек и силлов бурдгольской серии (ТТ-3, ТТ-4)
 Пунктирными линиями выделены составы базальтов типов OIB, E-MORB, N-MORB по [47]

(ТТ-9 и ТТ-10), бедные Ti, но резко обогащенные высокозарядными катионами, РЗЭ и наиболее обедненные элементами группы К и группы Fe.

Магматические породы офиолитового комплекса Баянхонгорской зоны метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев низких и умеренных давлений [9], в которых подвижными являются элементы группы калия, тогда как высокозарядные, в том числе Ti и Р, а также РЗЭ сохраняются без нарушения их содержания. Это подтверждается тем, что, например, между содержанием Ti и Р в этих породах отмечается хорошая положительная корреляция, свидетельствующая о сохранности магматических концентраций этих элементов. В то же время, распределение К, Rb и Cs в породах – хаотическое с огромными вариациями при отсутствии корреляции с Ti. Как было отмечено, скорее всего, это обусловлено вторичным перераспределением указанных элементов в процессе метаморфизма.

Базальты группы 1 (ТТ-11, ТТ-14, рис. 3, а) практически идентичны составам высокотитанистых базальтов из офиолитов Озерной зоны [31], которые по составу близки к породам океанических лавовых плато [36]. Отличия между соответствующими породами обеих зон выражены более низким содержанием в базальтах Баянхонгорской зоны Sr, Pb и незначительной отрицательной Eu аномалией, что может быть объяснено фракционированием плагиоклаза.

Породы группы 2 (обр. ТТ-12, ТТ-13) на спайдерграммах (рис. 3, б) характеризуются распределением элементов, близким к их распределению в составе базальтов типа E-MORB, хотя и отличаются от последнего более низким содержанием несовместимых элементов (рис. 3, б). Низкие концентрации элементов (даже более низкие, чем в N-MORB), по-видимому, свидетельствуют о высокой степени истощения (деплетированности) в отношении несовместимых элементов источника этих пород, причем деплетированного задолго до вовлечения его в плавление, что привело к аномальному изотопному составу Nd ($\epsilon_{Nd}(570) = +10.3 \pm 11.5$) пород, отмеченному также в работах [9, 43].

Составы пород группы 3 (ТТ-9, ТТ-10) отвечают высокодифференцированным расплавам, о чем свидетельствуют минимумы содержания Eu, Sr и Ti, а также низкие содержания MgO и FeO_{общ}. Породы этой группы характеризуются относительно высоким содержанием Nb и Ta и относительно пониженным содержанием легких РЗЭ. В этом отношении они больше похожи на породы второй группы ($(La/Ta)_N = 0.07-0.2$ и $0.3-0.4$ соответственно), чем на породы первой группы ($(La/Ta)_N = 1.7$), но, возможно, представляют продукты дифференциации расплавов, возникших

при смешении магм, исходных для пород первой и второй групп.

Sm-Nd изотопные данные для магматических пород офиолитов приведены в табл. По Nd изотопному составу базиты разделяются на те же группы, которые были выделены на основе геохимических данных. Так, высокотитанистые базиты первой геохимической группы (пробы ТТ-11 и ТТ-14) характеризуются величинами $\epsilon_{Nd}(570) = +9.0-+9.1$. Умереннотитанистые базиты второй группы (пробы ТТ-12 и ТТ-13) имеют более высокие величины $\epsilon_{Nd}(570) = \pm 10.3...+11.5$. Все эти изотопные составы типичны для деплетированной мантии. Наиболее высокая величина $\epsilon_{Nd}(570) = 11.5$ близка к оцененной для габброидов Баянхонгорских офиолитов (11.9 ± 0.12) [9]. Более кислые породы офиолитов (трондьемиты ТТ-9 и ТТ-10) характеризуются промежуточными величинами $\epsilon_{Nd}(570) = +9.6...+9.8$.

Осадочные породы позднего рифея и кембрия и ассоциирующие с ними пластовые дайки базитов. Среди осадочных пород бурдгольской серии Байдрагского блока нами изучены кварциты (ТТ-1), залегающие на архейско-протерозойском фундаменте в основании рифейских толщ чехла, а также филлиты, отвечающие более верхней части разреза (ТТ-2). Здесь же были изучены силлы основных пород (ТТ-3, ТТ-5), прорывающие осадочный чехол Байдрагского блока. Кроме того, были изучены филлиты, участвующие в строении подзоны Халют-Булак (ТТ-17, ТТ-18) и зоны Дзаг (ТТ-19). Осадочные породы разных зон варьируют по содержанию SiO₂ от 59% до 69% и по содержанию CaO от 8.6% до 0.1%. Соотношение K₂O и Na₂O в них варьирует. Все эти особенности характерны для пелитов с переменным количеством карбонатов (кальцита и доломита). Спайдерграммы осадочных пород представлены на рис. 4. Для них характерны минимумы содержания Nb, Ta, Zr, Hf, Y и элементов группы железа (Co, Ni). Эти геохимические особенности типичны и для среднего состава континентальной коры, что хорошо видно на графике (рис. 4, а), на котором составы филлитов практически идентичны составу континентальной коры Китая [39]. Отметим, что кварциты по сравнению с филлитами резко обеднены большинством элементов-примесей, но общая форма графика распределения редких элементов в них такая же, как у филлитов.

Изотопный состав Nd осадочных пород достаточно однороден для образцов ТТ-17, ТТ-18, ТТ-19, представляющих Халют-Булакскую подзону и Дзагинскую зоны. Для них вариации $\epsilon_{Nd}(570)$ ограничены интервалом -3.2 и -4.2 , а Nd модельные возраста ($T_{Nd}(DM-2st)$) находятся в узком интервале 1.6–1.7 млрд. лет. Близкий состав ($\epsilon_{Nd}(570) = -3.4$ и -3.7) имеют метапелиты (филлиты) дзагинской серии, изученные Б. Джаном [40].

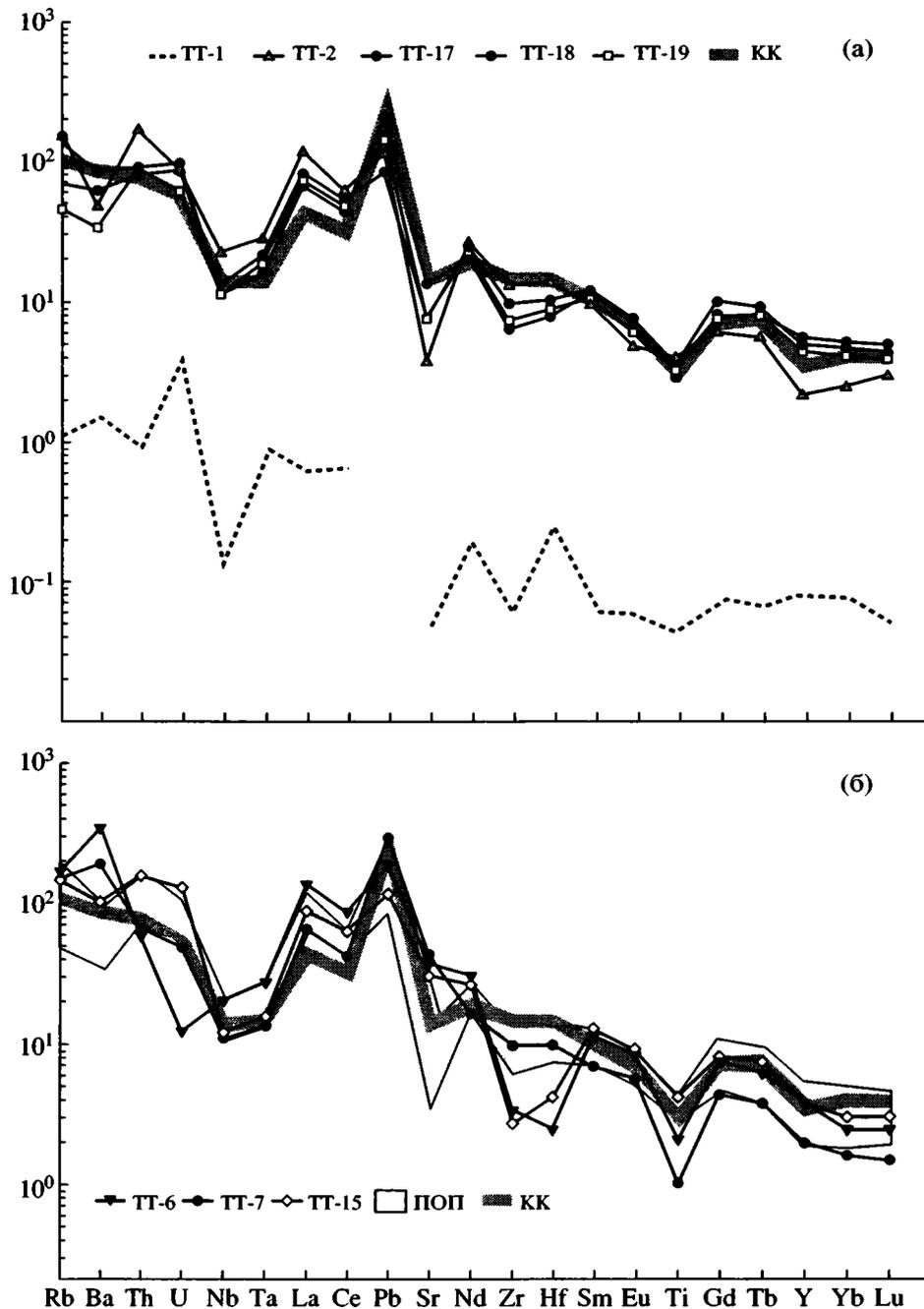


Рис. 4. Спектры распределения несовместимых элементов, нормированные по составу примитивной мантии для осадочных пород (а) и гранитов (б) Южно-Хангайской группы террейнов

ТТ-1 и ТТ-2 – кварцит и филлит из бурдгольской серии соответственно, ТТ-17 и ТТ-18 – филлиты из подзоны Халют-Булак, ТТ-19 – серые филлиты из дзагской серии; ТТ-6 и ТТ-7 – адамеллиты и лейкограниты; ТТ-15 – гранодиориты массива Далтын-Ам; КК – континентальная кора Китая по [39]; ПОП – поле составов осадочных пород

В отличие от них осадки платформенного чехла Байдрагского блока (обр. ТТ-1, ТТ-2) характеризуются существенно иными изотопными характеристиками ($\epsilon_{Nd}(700)$ до -16), что соответствует двустадийному Nd модельному возрасту $T_{Nd}(DM-2st) = 2.7$ млрд. лет, указывающему на преобладание раннедокембрийских пород в их источнике сноса.

Спайдерграммы двух образцов базитов (ТТ-3, ТТ-4) из пластовых тел в филлитах бурдгольской серии Байдрагского блока представлены на рис. 3, г. Характер распределения редких элементов в этих породах, в целом, близок к их распределению в высокотитанистых базитах 1 группы из офиолитов (рис. 3, а). В то же время они имеют относи-

тельно пониженные содержания Zr и Hf, и в меньшей степени Nb и Ta. В целом, по своим геохимическим показателям эти базиты занимают промежуточную позицию между составами E-MORB и OIB.

Изотопный состав неодима в рассматриваемых образцах базитов пластовых тел в рифейских филлитах, рассчитанный на принятый возраст их формирования (700 млн. лет) резко неоднороден. Для образца ТТ-3 $\epsilon_{Nd}(700) = -0.5$, а для образца ТТ-4 $\epsilon_{Nd}(700) = +5.9$. Это свидетельствует о гетерогенности источников расплавов этих базитов, начиная от несколько менее деплетированной мантии (ТТ-4), по сравнению с источником офиолитов, до обогащенной мантии (ТТ-3).

Гранитоиды и другие постофиолитовые плутонические породы. Изученные нами граниты, как уже было отмечено, сильно варьируют по составу, возрасту и геологическому положению (см. таблицу). Распределение элементов-примесей в этих породах в гранитоидах ТТ-7, ТТ-6 из Бурдгольской зоны и ТТ-15 из Халют-Булакской подзоны (см. рис. 1) представлено на спайдерграмме (рис. 4, б) и является достаточно типичным для гранитоидов разных регионов. Оно также близко к распределению этих элементов в среднем составе континентальной коры (см. рис. 4, б). Если сравнить спайдерграммы гранитоидов и рассмотренных выше рифейских филлитов, то окажется, что те и другие по общему уровню содержания элементов-примесей и характерным минимумам (Nb и Na, Zr и Hf) и максимумам (Pb, Ba, La) очень близки между собой. Состав гранита ТТ-7 практически полностью идентичен составу изученных нами филлитов. Составы других гранитов отличаются от состава осадков, прежде всего глубоким дефицитом Zr и Hf, что может быть связано либо с тем, что при образовании расплавов за счет осадков в рестите мог оставаться циркон, либо за счет фракционирования циркона из расплава при дифференциации последнего.

Гранитоиды, в том числе изученные К. Буханом с соавторами [35] и Б.-М. Джаном с соавторами [40], в целом характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$. По Nd изотопному составу они распадаются на три группы: двуслюдяные граниты массива Цаган-Нур (обр. ТТ-7, см. таблицу, рис. 1), прорывающие бурдгольскую серию Байдрагского блока, характеризуются самыми низкими значениями $\epsilon_{Nd}(T) = -7.2$ и раннепротерозойскими значениями $T_{Nd}(DM-2st) = 1.84$ млрд. лет. Лейкограниты, гранодиориты и адамеллиты массивов Цахир-Уул (данные [34]) и Угалз (обр. ТТ-6, см. таблицу, рис. 1), тяготеющие к зоне контакта между бурдгольской серией Байдрагского блока и породами Баянхонгорской офиолитовой зоны (см. рис. 1), обладают промежуточными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = -2.1 \dots -3.9$ и среднерифейскими

Nd модельными возрастными ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.37-1.6$ млрд. лет). Наконец, самые молодые гранитоиды массива Далтын-Ам (обр. ТТ-15, см. таблицу, рис. 1), расположенные в пределах подзоны Халют-Булак Баянхонгорской зоны обладают наиболее высокими среди гранитоидов региона величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -1.4$ и наиболее молодыми Nd модельными возрастными ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.15$ млрд. лет). Необходимо отметить, что изотопные составы гранитоидов первой группы (обр. ТТ-7) близки к изотопному составу вмещающих их пород бурдгольской серии, а изотопные составы второй (обр. ТТ-6) и третьей (обр. ТТ-15) близки к изотопным составам филлитов Халют-Булакской подзоны и Дзагской зоны. Выше отмечалось также геохимическое сходство гранитоидов и осадков, все это позволяет рассматривать осадочные породы Южно-Хангайской группы террейнов в качестве преобладающего источника гранитоидных магм этой группы. Этот вывод, однако, не применим к составу плагиигранитов островодужной зоны, которые по данным [34] выделяются положительной величиной $\epsilon_{Nd}(470) = +3.8$ ($T_{Nd}(DM-2st) = 738$ млн. лет). Последние, очевидно, формировались в обстановке островной дуги, источником магматизма которой служила деплетированная мантия с характерными для нее положительными значениями $\epsilon_{Nd}T$. Преимущественным источником расплавов гранитоидов массива Цаган-Нур, вероятно, являлись раннедокембрийские породы Дзабханского микроконтинента при возможном участии каледонского ювенильного материала. Вклад последнего, возможно, в виде осадочного компонента, был наиболее значителен в исходные расплавы гранитоидов массива Далтын-Ам, секущего зеленосланцевый комплекс подзоны Халют-Булак.

ОБСУЖДЕНИЕ

На основе полученных данных обсудим источники магм, условия формирования офиолитов и позднерифейских филлитов, а также роль этих пород в составе континентальной коры региона, и, в частности, их участие в образовании разновозрастных гранитоидов региона.

Источники и геодинамическая обстановка формирования магматических пород офиолитов. При анализе изотопно-геохимических особенностей магматических пород офиолитов Баянхонгорской зоны мы разделили их составы на три группы. Первая группа (дайковые афировые диабазы и шаровые лавы, ТТ-11, ТТ-14) отличается повышенным содержанием высокозарядных несовместимых элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Th), легких РЗЭ и Ti и наиболее низкими значениями $\epsilon_{Nd}(570) (+9.03 \dots +9.1)$, вторая группа ("верхнего" габбро и дайковые плагиипорфировые долериты, ТТ-12, ТТ-13) – низким содержанием (ниже

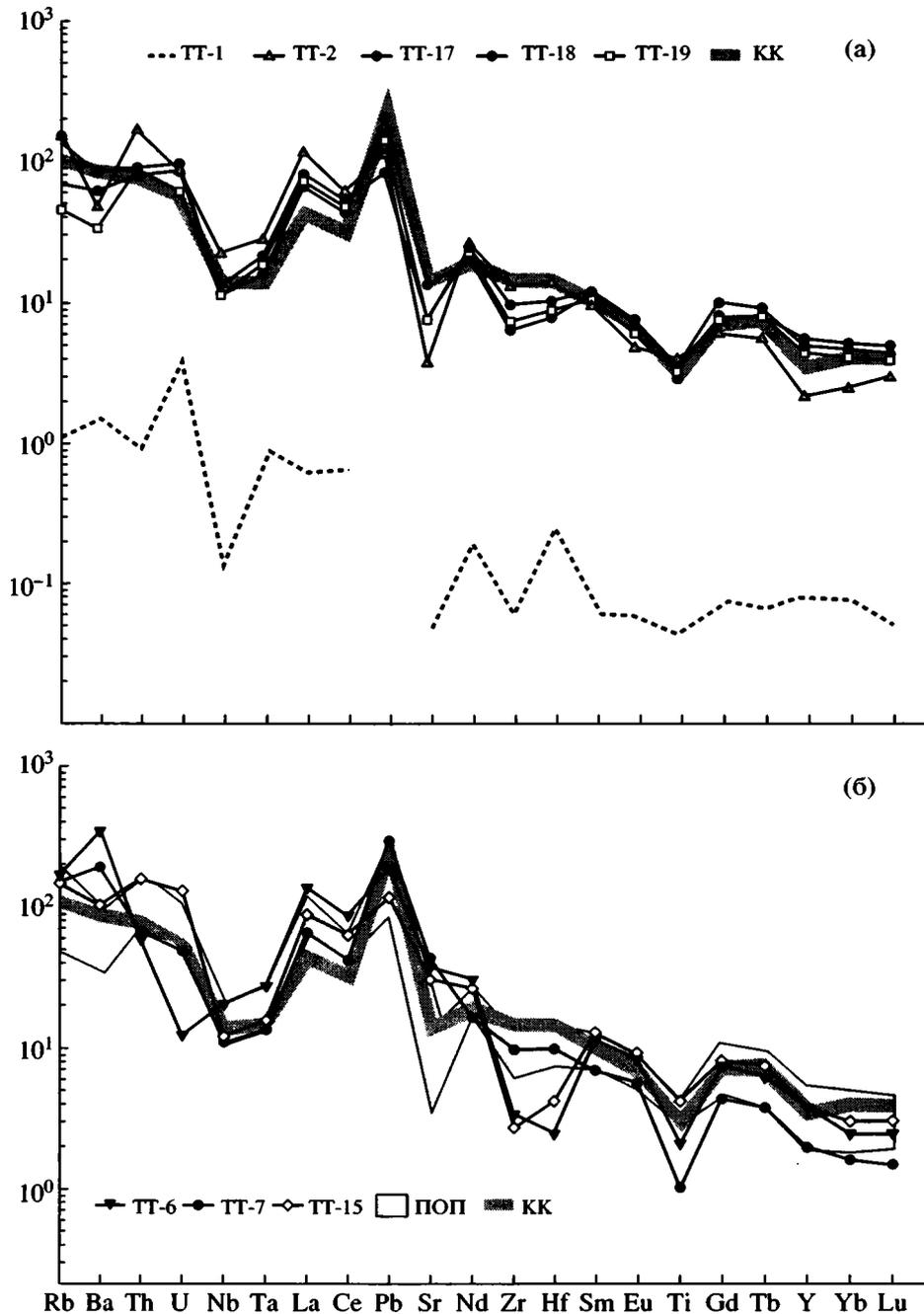


Рис. 4. Спектры распределения несовместимых элементов, нормированные по составу примитивной мантии для осадочных пород (а) и гранитов (б) Южно-Хангайской группы террейнов

ТТ-1 и ТТ-2 – кварцит и филлит из бурдгольской серии соответственно, ТТ-17 и ТТ-18 – филлиты из подзоны Халют-Булак, ТТ-19 – серые филлиты из дзагской серии; ТТ-6 и ТТ-7 – адамеллиты и лейкограниты; ТТ-15 – гранодиориты массива Далтын-Ам; КК – континентальная кора Китая по [39]; ПОП – поле составов осадочных пород

В отличие от них осадки платформенного чехла Байдрагского блока (обр. ТТ-1, ТТ-2) характеризуются существенно иными изотопными характеристиками ($\epsilon_{Nd}(700)$ до -16), что соответствует двустадийному Nd модельному возрасту $T_{Nd}(DM-2st) = 2.7$ млрд. лет, указывающему на преобладание раннедокембрийских пород в их источнике сноса.

Спайдерграммы двух образцов базитов (ТТ-3, ТТ-4) из пластовых тел в филлитах бурдгольской серии Байдрагского блока представлены на рис. 3, г. Характер распределения редких элементов в этих породах, в целом, близок к их распределению в высокотитанистых базитах 1 группы из офиолитов (рис. 3, а). В то же время они имеют относи-

тельно пониженные содержания Zr и Hf, и в меньшей степени Nb и Ta. В целом, по своим геохимическим показателям эти базиты занимают промежуточную позицию между составами E-MORB и OIB.

Изотопный состав неодима в рассматриваемых образцах базитов пластовых тел в рифейских филлитах, рассчитанный на принятый возраст их формирования (700 млн. лет) резко неоднороден. Для образца ТТ-3 $\epsilon_{Nd}(700) = -0.5$, а для образца ТТ-4 $\epsilon_{Nd}(700) = +5.9$. Это свидетельствует о гетерогенности источников расплавов этих базитов, начиная от несколько менее деплетированной мантии (ТТ-4), по сравнению с источником офиолитов, до обогащенной мантии (ТТ-3).

Гранитоиды и другие постофиолитовые плутонические породы. Изученные нами граниты, как уже было отмечено, сильно варьируют по составу, возрасту и геологическому положению (см. таблицу). Распределение элементов-примесей в этих породах в гранитоидах ТТ-7, ТТ-6 из Бурдгольской зоны и ТТ-15 из Халют-Булакской подзоны (см. рис. 1) представлено на спайдерграмме (рис. 4, б) и является достаточно типичным для гранитоидов разных регионов. Оно также близко к распределению этих элементов в среднем составе континентальной коры (см. рис. 4, б). Если сравнить спайдерграммы гранитоидов и рассмотренных выше рифейских филлитов, то окажется, что те и другие по общему уровню содержания элементов-примесей и характерным минимумам (Nb и Na, Zr и Hf) и максимумам (Pb, Ba, La) очень близки между собой. Состав гранита ТТ-7 практически полностью идентичен составу изученных нами филлитов. Составы других гранитов отличаются от состава осадков, прежде всего глубоким дефицитом Zr и Hf, что может быть связано либо с тем, что при образовании расплавов за счет осадков в рестите мог оставаться циркон, либо за счет фракционирования циркона из расплава при дифференциации последнего.

Гранитоиды, в том числе изученные К. Буханом с соавторами [35] и Б.-М. Джаном с соавторами [40], в целом характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$. По Nd изотопному составу они распадаются на три группы: двуслюдяные граниты массива Цаган-Нур (обр. ТТ-7, см. таблицу, рис. 1), прорывающие бурдгольскую серию Байдрагского блока, характеризуются самыми низкими значениями $\epsilon_{Nd}(T) = -7.2$ и раннепротерозойскими значениями $T_{Nd}(DM-2st) = 1.84$ млрд. лет. Лейкограниты, гранодиориты и адалелиты массивов Цахир-Уул (данные [34]) и Угальз (обр. ТТ-6, см. таблицу, рис. 1), тяготеющие к зоне контакта между бурдгольской серией Байдрагского блока и породами Баянхонгорской офиолитовой зоны (см. рис. 1), обладают промежуточными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = -2.1 \dots -3.9$ и среднерифейскими

Nd модельными возрастными ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.37-1.6$ млрд. лет). Наконец, самые молодые гранитоиды массива Далтын-Ам (обр. ТТ-15, см. таблицу, рис. 1), расположенные в пределах подзоны Халют-Булак Баянхонгорской зоны обладают наиболее высокими среди гранитоидов региона величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -1.4$ и наиболее молодыми Nd модельными возрастными ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.15$ млрд. лет). Необходимо отметить, что изотопные составы гранитоидов первой группы (обр. ТТ-7) близки к изотопному составу вмещающих их пород бурдгольской серии, а изотопные составы второй (обр. ТТ-6) и третьей (обр. ТТ-15) близки к изотопным составам филлитов Халют-Булакской подзоны и Дзагской зоны. Выше отмечалось также геохимическое сходство гранитоидов и осадков, все это позволяет рассматривать осадочные породы Южно-Хангайской группы террейнов в качестве преобладающего источника гранитоидных магм этой группы. Этот вывод, однако, не применим к составу плагиигранитов островодужной зоны, которые по данным [34] выделяются положительной величиной $\epsilon_{Nd}(470) = +3.8$ ($T_{Nd}(DM-2st) = 738$ млн. лет). Последние, очевидно, формировались в обстановке островной дуги, источником магматизма которой служила деплетированная мантия с характерными для нее положительными значениями $\epsilon_{Nd}T$. Преимущественным источником расплавов гранитоидов массива Цаган-Нур, вероятно, являлись раннедокембрийские породы Дзабханского микроконтинента при возможном участии каледонского ювенильного материала. Вклад последнего, возможно, в виде осадочного компонента, был наиболее значителен в исходные расплавы гранитоидов массива Далтын-Ам, секущего зеленосланцевый комплекс подзоны Халют-Булак.

ОБСУЖДЕНИЕ

На основе полученных данных обсудим источники магм, условия формирования офиолитов и позднерифейских филлитов, а также роль этих пород в составе континентальной коры региона, и, в частности, их участие в образовании разновозрастных гранитоидов региона.

Источники и геодинамическая обстановка формирования магматических пород офиолитов. При анализе изотопно-геохимических особенностей магматических пород офиолитов Баянхонгорской зоны мы разделили их составы на три группы. Первая группа (дайковые афировые диабазы и шаровые лавы, ТТ-11, ТТ-14) отличается повышенным содержанием высокочargedных несовместимых элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Th), легких РЗЭ и Ti и наиболее низкими значениями $\epsilon_{Nd}(570) (+9.03 \dots +9.1)$, вторая группа ("верхнего" габбро и дайковые плагиипорфировые долериты, ТТ-12, ТТ-13) – низким содержанием (ниже

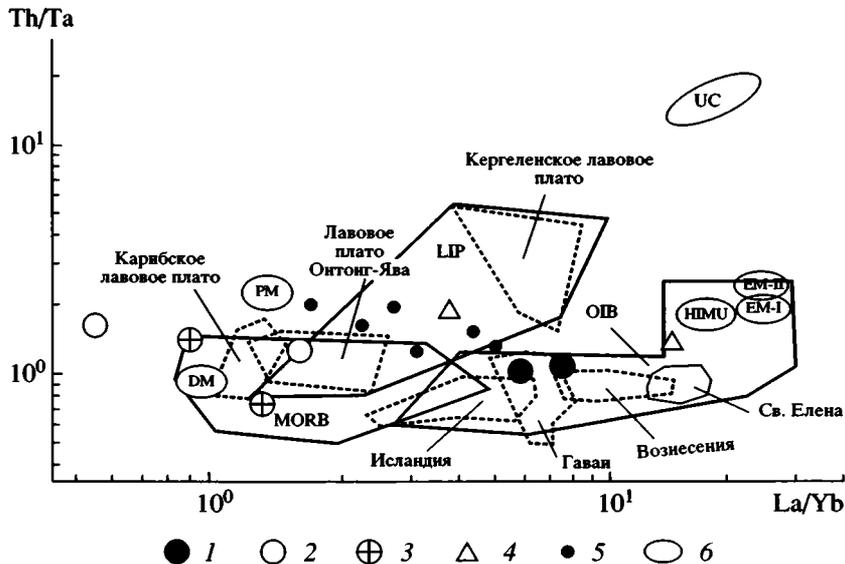


Рис. 5. Положение состава пород офиолитового комплекса и базитовых пластовых тел бурдгольской серии на диаграмме Th/Ta–La/Yb, классифицирующей породы по типу их источников по [36]

1–3 – породы офиолитового комплекса: 1 – высокотитанистые базальты (ТТ-11, ТТ-14), 2 – низкотитанистые базальты и габбро (ТТ-12, ТТ-13), 3 – трондьемиты даек из расслоенной серии (ТТ-9, ТТ-10), 4 – базиты даек и силлов бурдгольской серии (ТТ-3, ТТ-4), 5 – высокотитанистые базальты Озерной зоны (наши неопубликованные данные), 6 – составы модельных источников: DM – деплетированной мантии, PM – примитивной мантии, HIMU – мантии, обогащенной U, EM-I – мантии, обогащенной Nd, EM-II – мантии, обогащенной радиогенным Sr, UC – верхней коры. Сплошными линиями выделены поля составов базальтов: MORB – срединно-океанических хребтов, OIB – океанических островов, LIP – крупных изверженных провинций; пунктирными линиями – ряда океанических островов и внутриокеанических лавовых плато

N-MORB) практически всех (исключая Rb, Ba и Sr) несовместимых элементов и наиболее высокими величинами $\epsilon_{Nd}(570) +10.3...+11.5$, третья группа (трондьемиты и анортозиты, ТТ-9, ТТ-10) – наиболее высоким содержанием высоkozарядных несовместимых элементов, РЗЭ, наиболее низкими концентрациями Ti, элементов группы Fe, Ba, Li и промежуточными значениями величины $\epsilon_{Nd}(570) (+9.6...+9.8)$ (см. рис. 3). В соответствии с приведенными данными, а также учитывая отмеченный выше вторичный характер распределения в породах элементов группы калия, можно сделать вывод, что первая группа магматических пород офиолитов была сформирована из обогащенного мантийного источника, варьирующего по составу между E-MORB и OIB [47], что типично для состава мантийных плюмов. Этот вывод хорошо согласуется с графиком (рис. 5) в координатах парных отношений элементов с разными геохимическими свойствами. На этом графике составы пород первой группы попадают в поле базальтов океанических островов (OIB), в частности, базальтов Исландии и Гавайских островов. Деплетированный, хотя и в наименьшей степени по сравнению с породами группы 2, изотопный состав магматических пород группы 1 и их редкоэлементный состав с относительно повышенными содержаниями высоkozарядных несовместимых элементов,

объясняется либо переработкой деплетированного мантийного источника непосредственно перед его плавлением флюидами, обогащенными несовместимыми элементами, либо смешением деплетированного верхнемантийного и обогащенного плюмового источников. Такие источники формируются либо под океаническими островами, либо под океаническими лавовыми плато типа Онтонг-Ява, но под воздействием плюмов на деплетированную мантию [36].

Породы второй группы, скорее всего, имели источником деплетированную мантию. От мантии, являющейся источником базальтов типа MORB, эта мантия отличалась более высокой степенью деплетирования, в связи с чем содержание большинства несовместимых элементов в породах этой группы ниже даже, чем в N-MORB. Тем не менее, общий рисунок распределения элементов на спайдерграммах согласуется с таковым для E-MORB (см. рис. 3). Вовлечение столь высоко деплетированного мантийного источника в процессы плавления, скорее всего, было связано с воздействием на него высокотемпературной мантии плюма, определившего также обогащение этого источника высоkozарядными элементами. Высоко деплетированный характер этого источника хорошо прослеживается также на графике (см. рис. 5), где отвечающий ему состав

одного из базальтов оказался в большей степени деплетированным легкими РЗЭ ($La/Yb \sim 0.5$), чем типовой состав деплетированной мантии (DM на рис. 5, $La/Yb \sim 1$). В то же время, по величине Th/Ta отношения породы второй группы попадают в поле составов пород океанических лавовых плато, указывая тем самым на участие плюмовых источников в их образовании.

Составы пород третьей группы (трондьемиты и анортозиты), как уже говорилось, напоминают составы пород второй группы, но на уровне более высоких концентраций, за исключением Ti , Sr , Eu , Pb , Ba и Rb (см. рис. 3), удаляемых при фракционировании полевых шпатов и рудных материалов. Скорее всего, это объясняется остаточным характером магм этих пород после весьма глубокой кристаллизационной дифференциации магм второй группы. На графике (см. рис. 5) они занимают позицию в пределах поля составов базальтов океанических хребтов (MORB) в той его части, которая тяготеет к составу пород океанических лавовых плато. Не исключено, однако, что определенное участие в их формировании могли принять обогащенные источники пород первой группы, которые могли повлиять на изменение изотопного Nd состава пород до промежуточных значений между составами первой и второй группы (см. таблицу). Подчеркнем очень высокие содержания Zr , Hf и особенно Nb и Ta в породах третьей группы. По этим показателям трондьемиты и анортозиты близки к щелочным гранитоидам и сиенитам, связанным с эволюцией гавайитовых магм.

Таким образом, в формировании офиолитов Баянхонгорской зоны принимали участие обогащенные плюмовые источники и сильно деплетированная верхняя мантия. По своему составу высокотитанистые базальты близки к базальтам океанических островов типа Гавайских и Исландии (см. рис. 5). Породы двух других групп офиолитов по геохимическим параметрам имеют общие характеристики с породами океанических лавовых плато. Мы полагаем, что вариант, устанавливающий связь магматических пород офиолитов Баянхонгорской зоны с формированием океанического лавового плато, объясняет ряд особенностей широкого сохранения каледонских офиолитов в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса и, в частности, причину тектонического наполнения офиолитов Баянхонгорской зоны на позднерифейские толщи. Имеется в виду то, что кора океанических плато или островов в силу большой мощности и большей плавучести не может субдуцироваться так, как обычная океаническая кора [36]. Если это верно, то Баянхонгорские офиолиты можно рассматривать как пример обдуцирования океанических плато-базальтов и островов на рифейские толщи в ходе общей субдукции океанической литосферы. Следы субдукции фиксируются в той же Баянхонгор-

ской зоне островодужными комплексами зоны вулканических пород. Современным аналогом такого явления может служить упоминавшееся уже плато Онтонг-Ява, которое сохранилось в коллизионной структуре после субдукции обычной океанической коры [36].

Здесь уместно напомнить, что аналогичные комплексы пород распространены в соседней с Баянхонгорской – Озерной зоне. В ее пределах формирование офиолитов также произошло около 570 млн. лет [16, 45]. Около 545 млн. лет назад возникли островодужные системы с широким участием андезитов [11, 12, 30, 31], развитие которых, по-видимому, продолжалось примерно до ~510 млн. лет, когда произошла их коллизия с обрамляющими террейнами докембрийской коры. Отмечая хорошую согласованность между основными этапами развития обеих зон, подчеркнем, что в строении офиолитовых комплексов Озерной зоны также широко распространены породы с повышенными содержаниями TiO_2 , Zr , Nb , и других несовместимых элементов, близкие к базальтам океанических островов или лавовых плато. Подобная согласованность развития и состава офиолитовых комплексов отмечается и в других участках каледонской складчатой области – в Агардак-Эрзинской, Джидинской, Кулиндинской и других зонах [1, 6, 21, 30, 45]. Общая площадь, на которой в Центральной Азии распространены магматические породы, родственные породам океанических островов и лавовых плато, превосходит 1 200 000 км², что несомненно, указывает на еще более значительные размеры той части палеоокеана, которая, по крайней мере с венда, формировалась при участии мантийных плюмов.

Позднерифейские–кембрийские филлиты и пластовые базиты в них. При анализе условий формирования филлитов обратим внимание на следующие их особенности: 1) по своему химическому составу, в том числе по распределению элементов-примесей, филлиты всех изученных нами зон: Бурдгольской, Халют-Булакской и Дзагской, близки к среднему составу континентальной коры и, в частности, к среднему составу постаршейских и фанерозойских кратонных сланцев [40]; 2) между ними и гранитоидами Южно-Хангайской группы террейнов отмечаются несомненные черты родства.

Сходство состава филлитов со средним составом коры было проиллюстрировано выше (см. рис. 4), но особенно наглядно оно прослеживается на графике парных отношений элементов (рис. 6), на котором точки состава филлитов группируются вблизи состава континентальной коры и при этом имеют резко иные характеристики по сравнению с магматическими породами офиолитового комплекса. Эта особенность состава филлитов свидетельствует об участии в их формировании

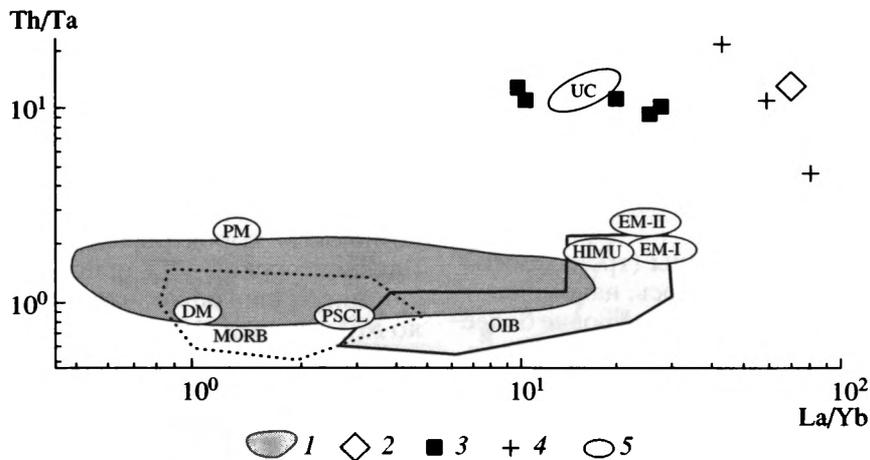


Рис. 6. Положение состава осадочных пород и гранитоидов Южно-Хангайской группы террейнов на диаграмме Th/Ta–La/Yb по [36]

1 – поле составов пород офиолитового комплекса и рифейских базитовых пластовых тел; 2 – филлит (ТТ-2) бурдгольской серии; 3 – филлиты Халют-Булакской и Дзагской зон, 4 – граниты (ТТ-5, ТТ-7, ТТ-15); 5 – области состава модельных источников. Остальные обозначения см. рис. 5

разнообразных по возрасту и составу геологических образований, сочетание которых как источников сноса терригенного материала возможно только в условиях крупных сложно построенных континентов. Анализируя возможные процессы образования таких филлитов, невольно возникает представление, что идеальной областью сноса для них мог бы стать суперконтинент, представляющий всю полноту составов континентальной коры планеты. Поздний рифей – это время существования суперконтинента Родиния. Весьма возможно, что площадная эрозия этого суперконтинента и дальнейшее осаждение эродированного материала в виде пелитов и привели к образованию филлитов, столь близких по составу к средним составам кратонных сланцев. Проблема – в уточнении возраста этих пород. Выше уже упоминалось, что по палеонтологическим данным возраст филлитов бурдгольской серии – поздне-рифейский. С этим согласуется результат К-Аг определения возраста этих пород (840 млн. лет по [50]), а также возраста их метаморфизма (699 млн. лет [48]). Заметим, однако, что К-Аг датировки мусковитов из подобных пород Баянхонгорской и Дзагской зон показали более молодые возраста около 450–500 млн. лет [40]. Эти датировки, скорее всего, отражают возраст последнего термального события – коллизии в каледонидах и связанного с ней метаморфизма [30, 34], и тогда нет противоречий между К-Аг датированием и палеонтологическими оценками возраста. Весьма вероятно, что возраст образования протолита филлитов (пелитов) – поздний рифей, а время позднего этапа зеленосланцевого метаморфизма – около 450–500 млн. лет, примерно совпадающий с

временем складчатости раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Что касается Nd модельных возрастов филлитов, то на их величины влияет расположение источников сноса, как это показано на рис. 7. Так, филлиты платформенного чехла (бурдгольской серии) Байдрагского блока (ТТ-1, ТТ-2), расположенные вблизи области размыва раннедокембрийского фундамента Байдарикского блока, обладают позднеархейским Nd модельным возрастом около 2.7 млрд. лет. В отличие от них модельные возраста филлитов Халют-Булакской подзоны (ТТ-17, ТТ-18) и Дзагской зоны (ТТ-19, а также данные, приведенные [40]) составляют 1.5–1.7 млрд. лет (см. таблицу). Такой модельный возраст осадков определялся их составом, сформированным в удалении от областей размыва древней континентальной коры. Благодаря этому в области их аккумуляции накапливались осадки, отвечающие усредненному возрасту пород самых разных областей размыва. Здесь уместно напомнить, что в последнее время в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса активно выделяются байкальские структуры, формирование которых происходило в интервале 1000–700 млн. лет и которые отделяли внутренние участки палеоокеана по крайней мере от территории Сибирского кратона [2, 11, 22, 30, 32, 38, 42, 44]. Если брать эти образования в качестве компонента, отвечающего наиболее молодому источнику сноса, то, с учетом примерно равного вклада разных по природе источников осадков, состав наиболее древнего компонента должны были бы представлять породы с возрастом около 2500–3000 млн. лет и более. Но этот возраст отвечает среднему составу дорифейской континентальной коры, оп-

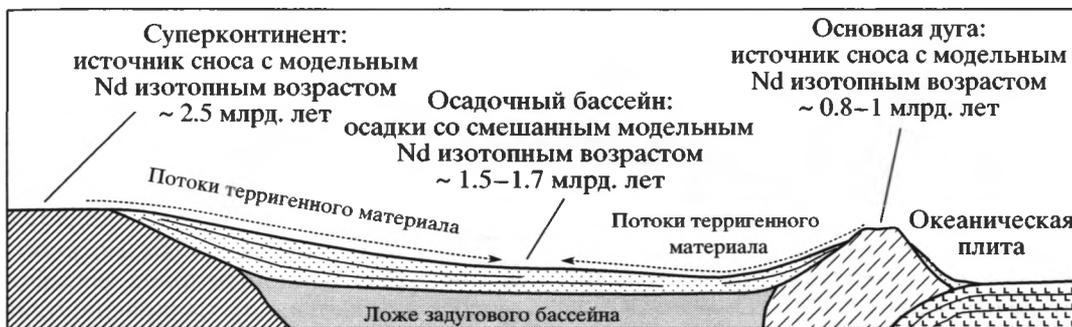


Рис. 7. Схема, иллюстрирующая образование осадочных бассейнов, в которых Nd изотопный состав пород формируется за счет смешения осадков с разными изотопными характеристиками

ределявшей строение суперконтинента Родиния. Вполне возможно, что именно эти факторы, а именно, усредненные продукты размыва суперконтинента и продукты разрушения позднерифейских островных дуг и островов повлияли на изотопный состав осадков Баянхонгорской и Дзагской зон. Как мы полагаем [11, 32], осадконакопление происходило в пределах обширного шельфа Родинии, в обстановке, напоминающей современную юго-восточную окраину Азиатского континента и представлявшей систему чередующихся отмерших островных дуг, островов и задуговых бассейнов. С этим взглядом согласуется обычное участие позднерифейских островодужных комплексов в строении фрагментов этого шельфа, например, в Тувино-Монгольском (дунжургурская серия) [18] и Хангайском (жирминурский комплекс [50]) террейнах, которые в современной структуре каледонид Центральной Азии представляют блоки рифейской коры, разделенные офиолитовыми зонами собственно каледонид.

Пластовые и дайковые тела основных пород (ТТ-3, ТТ-4) в филлитах бурдгольской серии Байдрагского блока близки по составу к базитам офиолитов, но отличаются от последних, как это видно на графике (см. рис. 5), наличием в их источнике более обогащенного мантийного компонента. Состав базита ТТ-3 близок к составу классических обогащенных мантийных компонентов НІMU, ЕМІ и ЕМІІ, а состав базита ТТ-4 занимает промежуточное положение между составами базальтов океанических плато Онтонг-Ява и Кергелен и базальтов Гавайских островов. Еще больше отличий, по крайней мере, для образца ТТ-3 от офиолитовых базитов в изотопном составе неодама. Это означает, что для базита ТТ-3 мы имеем источник в виде обогащенной мантии, изолированной от остальной мантии не менее чем в течение 1500 млн. лет (время, которое требуется для изменения изотопного состава обогащенной мантии от значений, отвечающих деплегированной мантии, до зафиксированного составом диабаза на момент его образования). Изотопный со-

став диабаза ТТ-4 также значительно отличается от состава офиолитовых базитов (+9—+11.5). Поэтому, мы полагаем, что офиолиты Баянхонгорской зоны и пластовые тела в будгольской толще Байдрагского блока формировались в разных обстановках и в разное время. Возраст образования пластовых интрузий, несомненно, позднерифейский и определяется интервалом <840 млн. лет (возраст пелитов) >700 млн. лет (возраст метаморфогенной слюды из черных сланцев, по-видимому, соответствующий возрасту метаморфизма, наложенного на диабазы даек). Еще один вывод из представленного материала — о внутриплитном характере пластовых тел базитов, связанных с обогащенными мантийными источниками, типичными для плюмов. Тогда в виде общего вывода по базитовому магматизму региона следует сделать заключение, по крайней мере, о двукратном проявлении плюмового магматизма, условно в позднем рифее и 570 млн. лет назад. Возможно, проявление позднерифейского плюмового магматизма было связано с процессом распада Родинии. Второй этап проявлялся в процессе развития Центрально-Азиатского палеоокеана, с одной стороны продолжая распад Родинии, а с другой, формируя океанические острова и лавовые плато, которые затем были вовлечены в каледонскую коллизию.

Источники и геодинамическое положение разновозрастных гранитоидов. В соответствии с возрастом и геодинамическими условиями формирования в пределах Южно-Хангайской коллизионной зоны можно выделить три группы гранитоидов: 1 — участвующие в строении офиолитовых комплексов, 2 — до- и синколлизионные, возникшие в интервале времени 545—470 млн. лет, т.е. в том интервале времени, когда породы Баянхонгорской зоны были подвержены аккреции, складчатости и метаморфизму и 3 — постколлизионные, возникшие после прекращения коллизии.

Первую группу представляют трондьемиты и анортозиты офиолитов (ТТ-9, ТТ-10). По изотопным и геохимическим данным эти породы близки к основным породам (см. таблицу рис. 3 и 5). Как

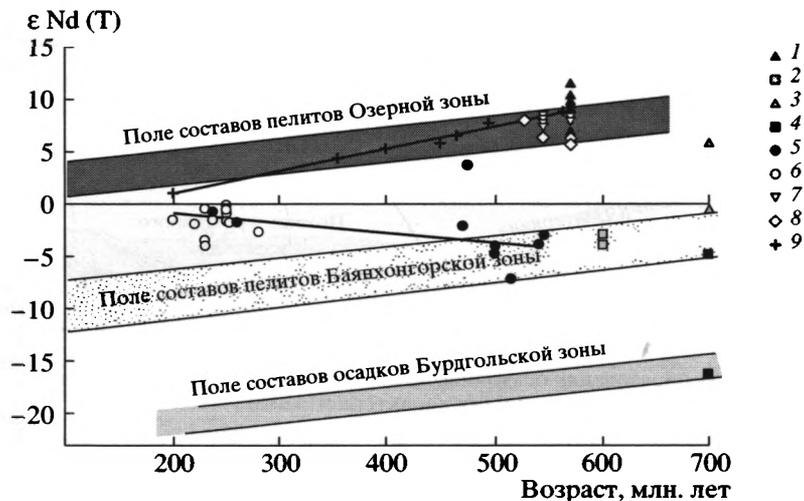


Рис. 8. Изотопные составы пород Южно-Хангайской группы террейнов и Озерной зоны на диаграмме $\epsilon Nd - T$ (время) 1 – базиты офиолитовых комплексов; 2–6 – породы Южно-Хангайской группы террейнов: 2 – филлиты Халют-Булакской и Дзагской зон, 3 – базиты пластовых тел в бурдугольской серии, 4 – филлиты Бурдугольской зоны, 5 – граниты Баянхонгорской зоны и ее ближайшего обрамления, использованы данные [35, 40], 6 – гранитоиды северного обрамления Баянхонгорской зоны (Хангайский батолит) по [10, 40]; 7–10 – породы Озерной зоны по [31]: 7 – базальты офиолитового комплекса, 8 – островодужные андезиты, 9 – алевролиты и аргиллиты из офиолитового и островодужного комплексов, 10 – гранитоиды

Жирными линиями показаны тренды вариации изотопного состава гранитоидов.

уже говорилось, высокие содержания высокозарядных несовместимых элементов, комбинированные коэффициенты распределения которых между минералами и магмами весьма низки, однозначно свидетельствуют об остаточном характере их магм.

Гранитоиды второй и третьей группы в основном относятся к нормальному известково-щелочному ряду, иногда к плюмазитовым составам. По нашей классификации, на основе которой составлена карта геологических формаций Монголии [8], они соответствуют гранодиорит-гранитному геохимическому типу или типу стандартных гранитов. Гранитоиды второй группы (ТТ-6, ТТ-7) по изотопному и редкоэлементному составу близки к филлитам Баянхонгорской зоны и резко отличаются от магматических пород офиолитов, что хорошо видно на рис. 6. Если учесть, что в настоящее время очень популярна гипотеза о формировании континентальной коры за счет островодужных магматических процессов и, что такая кора была источником нормальных гранитоидов, необходимо проанализировать эту гипотезу на примере Баянхонгорской зоны. Для этого рассмотрим закономерности вариаций изотопных составов пород Баянхонгорской зоны и ее ближайшего обрамления, в которую мы здесь включили Озерную зону, на диаграмме $\epsilon Nd - T$ (время) (рис. 8). На этом графике выделены поля эволюции изотопного состава: 1) осадочных пород Озерной зоны, сформированных, главным образом, за счет размыва островных дуг и океанических островов, 2) филлитов Баянхонгорской зоны,

возникших, как мы полагаем, в условиях шельфа на большом расстоянии от континента и 3) осадков бурдугольской серии Байдрагского блока, в составе которых преобладающее участие принимали продукты размыва раннедокембрийских пород. Как следует из графика, изотопные составы магматических пород офиолитовых и островодужных комплексов Озерной и Баянхонгорской зон в основном совпадают с составом пелитов Озерной зоны, подчеркивая тем самым образование последних вне зоны влияния континентальных источников сноса, по-видимому, в центральных участках океанического бассейна.

Составы гранитоидов, возникших в пределах этих офиолитовых зон, разделились в соответствии с составом осадочных пород этих зон (см. рис. 6). Кислые породы Озерной зоны, а также плагиограниты [34] из зоны островодужного магматизма Баянхонгорского района (точка рг на рис. 6) близки к изотопному составу пелитов – продуктов размыва офиолитовых и островодужных комплексов. Доколлизийные и постколлизийные кислые магматические породы Южно-Хангайской группы террейнов, не связанные с развитием офиолитового и островодужного магматизма, имеют изотопный состав, который резко отличается от состава офиолитов и, в то же время, близок к составу осадочных пород района. Как уже подчеркивалось, они практически идентичны осадочным породам по характеру распределения элементов-примесей (см. спайдерграммы рис. 4). Близки они и по соотношению несовместимых элементов-примесей, поэтому на графике

(см. рис. 6) составы гранитов находятся в поле составов осадков или вблизи него и резко обособлены от поля составов магматических пород офиолитовой ассоциации. Из всего сказанного следует, что осадочные породы, вероятно, при подчиненном участии офиолитов, оказываются наиболее подходящими на роль источника рассматриваемых гранитоидов.

Таким образом, мы приходим к выводу о том, что в источниках доколлизийных (островодужных) и синколлизийных гранитоидов в каледонидах ЦАСП определяющую роль сыграли осадки, участвующие в строении офиолитовых и островодужных комплексов. В целом, находит свое подтверждение идея о том, что в источниках гранитоидов в рифейской изотопной провинции ЦАСП, которой, в частности, отвечает Хангайский (или Орхонский в схеме [50]) террейн, преобладали докембрийские (позднерифейские) осадки [10]. В раннекаледонских структурах (типа Озерной зоны Монголии) главную роль в источниках гранитоидов играл ювенильный компонент, в том числе в виде продуктов размыва магматических пород.

Составы гранитоидов третьей группы в рассматриваемом районе, в том числе участвующие в строении Хангайского батолита резко отличаются от состава до- и синколлизийных гранитоидов в сторону более высоких значений $\epsilon_{Nd}(T)$ (см. рис. 7). Они лежат вне поля эволюции состава источников гранитоидов второй группы, представленных филлитами. В то же время, совместно с гранитами второй группы они образуют возрастную тренд составов (см. рис. 8), полого поднимающийся в сторону более молодых возрастов и более высоких значений $\epsilon_{Nd}(T)$. Подобное изменение составов гранитов предполагает постепенное возрастание в их источнике доли более молодого (в терминах модельного изотопного возраста) корового компонента, что отмечалось нами ранее [10].

Совершенно иная картина наблюдается для гранитоидов Озерной зоны, для которых возрастная тренд изменения состава имеет направленность, соответствующую возрастанию в их источнике более древнего корового компонента. Отметим, что оба тренда имеют тенденцию к пересечению в области молодых возрастов. Наличие таких трендов предполагает постепенное нарастание доли более молодого корового компонента в источнике гранитных расплавов Южно-Хангайской группы террейнов, а для Озерной зоны – увеличение вклада более древней коры.

Для понимания таких различий необходимо отметить принципиально разное строение этих двух зон. Баянхонгорская зона отвечает достаточно узкой сuture между двумя континентальными блоками, в пределах которой практически исчезла океаническая кора каледонид. Поэтому, большинство рассматриваемых здесь гранитоидов третьей группы формировалось вне этой сuture, главным образом, в пределах Хангайского

блока рифейской коры [10, 11, 32]. В Озерной же зоне широко распространены венд-кембрийские офиолитовые и островодужные комплексы и не известны более древние структуры. Несмотря на эти различия, данные по гранитоидам этих зон показывают, что во времени в составе их источников появляются коровые компоненты, носители которых отсутствуют или имеют резко ограниченное развитие (например, каледониды в Южно-Хангайской коллизийной зоне) в доступной для изучения геологической структуре. В результате источники расплавов в обеих структурах приобретают усредненные вещественные характеристики, как бы отвечающие смещению рифейской и каледонской кор. Нам представляется [10, 31], что подобный же эффект могли определить процессы тектонической расслоенности литосферы, возникшей в ходе коллизии каледонских островных дуг с террейнами докембрийской изотопной провинции, которая в каледонидах, в целом, произошла в интервале 500–480 млн. лет [30]. Вследствие подобного расслоения в нижних более пластичных горизонтах коры сталкивающихся структур фрагменты коры террейнов по пологим срывам могли быть перемещены в основание островодужных сооружений и наоборот. В геологической истории того или иного сектора ЦАСП коровое гранитообразование, вероятнее всего, происходило на фоне общего погружения изотерм плавления. Соответственно, в продуктах плавления должна была возрастать доля того компонента коры, который располагался в ее основании. Этой модели вполне отвечают данные по составу гранитоидов Южно-Хангайской группы террейнов и офиолитовой Озерной зоны. Так, в наиболее молодых гранитоидах Южно-Хангайской группы доля каледонского ювенильного компонента составляет до 50%. В наиболее молодых юрских трахириолитах Озерной зоны доля рифейского компонента в источнике расплава оценивается в 35% [31]. Это позволяет предположить наличие тектонических пластин каледонской коры в основании Хангайского блока рифейской коры и рифейской коры в основании Озерной зоны. Здесь отметим, что модель тектонического расслаивания в основании коллидирующих каледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса была предложена нами ранее [10, 11] при объяснении вариации состава гранитов в корах рифейской изотопной провинции Центральной Азии.

Модель геодинамического развития Южно-Хангайской группы террейнов. Изложенный выше материал позволяет предложить следующую модель формирования Баянхонгорской зоны. Мы полагаем, что Байдрагский блок располагался в краевой части суперконтинента Родиния и на ее обращенной к океану стороне в середине позднего рифея (около 840 млн. лет назад – возраст образования осадков [см. 50]) формировался плат-

форменный чехол. Его толщи сменялись в сторону океана шельфовыми отложениями, которые в основном накапливались на рифейской коре, представленной отмершими островными дугами и задуговыми бассейнами, фрагменты которых в последние годы установлены во многих участках периферического обрамления Сибирской платформы [2, 18, 22]. К реликтам последних, по-видимому, можно отнести позднерифейские офиолиты и базиты жирминнурского комплекса [50]. Раскол Родинии, начавшийся около 800–700 млн. лет назад, привел к резкой активизации внутриплитной деятельности [28]. Так, в краевой части Сибирской платформы и в пределах террейнов рифейской коры Центрально-Азиатского Складчатого пояса около 700 млн. лет назад стали формироваться рифтовые структуры и широко проявился рифтогенный магматизм [23, 26, 28]. Мы полагаем, что на этом рубеже произошло формирование трещинных интрузий, возникших в позднерифейском чехле Байдрагского блока.

После распада Родинии (рис. 9, а), его фрагменты, а также фрагменты его шельфа (или террейны рифейской коры), океанической литосферы, а также разделявшие их островные дуги и задуговые бассейны, которые представляли зарождающуюся каледонскую складчатую область, совместно с Сибирским континентом дрейфовали в пределах Панталассы в одном направлении. В начале кембрия этот коллаж структур вторгся в пределы сегмента поверхности Земли, развивавшегося под воздействием Северо-Азиатского горячего поля мантии (рис. 9, б) [26]. Проявлениям активности последнего отвечали океанические острова и/или океанические лавовые плато, продукты которых участвуют в строении многих каледонских офиолитовых зон и представлены в первую очередь высокотитанистыми базальтами с существенными характеристиками, близкими к базальтам ОИВ-типа. Один из участков океанического лавового плато зафиксирован в строении Баянхонгорской зоны. По-видимому, в связи с начавшимися столкновениями фрагментов Родинии и ее шельфа с океаническими островами и лавовыми плато палеоокеана вдоль края лавового плато в интервале 570–510 млн. лет назад [5, 30, 34, 45] сформировались зоны субдукции. Мы полагаем, что в современной структуре ЦАСП фрагменты отвечавших им островных дуг сохранились в Хан-Тайширской, Джидинской, Озерной и других зонах, где выявлены островодужные комплексы с возрастом от 570 до 530 млн. лет [5, 12, 14, 31, 45], а также в Баянхонгорской зоне, где в это время возникли островодужные гранитоиды и, по-видимому, зона островодужного дифференцированного базальт-андезит-дацитового магматизма. Примерно 500 млн. лет назад началось столкновение Байдрагского дорифейского и Хангайского рифейского террейнов (рис. 9, в), разделенных комплексами океанических пород Баянхонгорской зоны. Судя по изотопному составу участвующих в

их строении позднерифейских осадков, эти два террейна в строении Родинии занимали разное положение и на момент раскола находились на значительном расстоянии друг от друга. Как полагает О. Томуртоого [50], сближение террейнов и их последующее столкновение с океаническим плато и между собой произошло по зоне трансформного разлома (рис. 9, г). В результате разделяющие их океанические комплексы были частично субдукционно поглощены, частично обдуцированы на края террейнов. Сдвиговые перемещения, в частности, определили структуру зоны островодужного магматизма в виде узкого тектонического клина, который выклинивался в северо-западном направлении.

Формирование каледонид ЦАСП в целом было связано со столкновением литосферной плиты, образованной островными дугами, задуговыми бассейнами и террейнами преимущественно рифейской коры, со структурами горячего поля мантии – океаническими островами и поднятиями. Это столкновение сопровождалось формированием венд-кембрийских островных дуг и завершилось аккрецией всех этих структур в единый каледонский супертеррейн. По-видимому, в ходе коллизии произошло тектоническое перемещение в нижних пластических горизонтах коры фрагментов субдуцированной каледонской литосферы и рифейской коры столкнувшихся блоков. Объединение возникшего каледонского супертеррейна с Сибирским кратоном в единый континент произошло ближе к девону, по-видимому, по границе типа трансформного разлома. Это объединение не сопровождалось тектоническим перемещением в основании коры соединившихся блоков, подобным вышеописанному и типичным для фронтально сталкивающихся литосферных блоков [46]. Поэтому, метки кратонной литосферы отсутствуют в гранитоидах каледонид.

Следы коллизионных процессов полностью исчезают к рубежу 470 млн. лет и, начиная с этого времени, Южно-Хангайская группа террейнов консолидируется внутри каледонской складчатой области. Возобновление магматической активности в этом районе Центрально-Азиатского складчатого пояса произошло с конца каменноугольного периода, когда соответствующая часть территории стала развиваться в режиме активной окраины Северо-Азиатского континента. Плавление коры было вызвано как надсубдукционным ее прогревом, так и воздействием на нее мантийного плюма, перекрытого в ходе субдукции краем континента [29]. Но в это время из-за достаточно продолжительного (с 470 до 270 млн. лет) послеколлизионного охлаждения коры плавлению в основном подвергались нижние ее горизонты, которые представляли тектонические смеси рифейского и каледонского (венд-кембрийского) корового материала, что и определило вещественный состав позднепалеозойских и ранне-мезозойских гранитоидов.

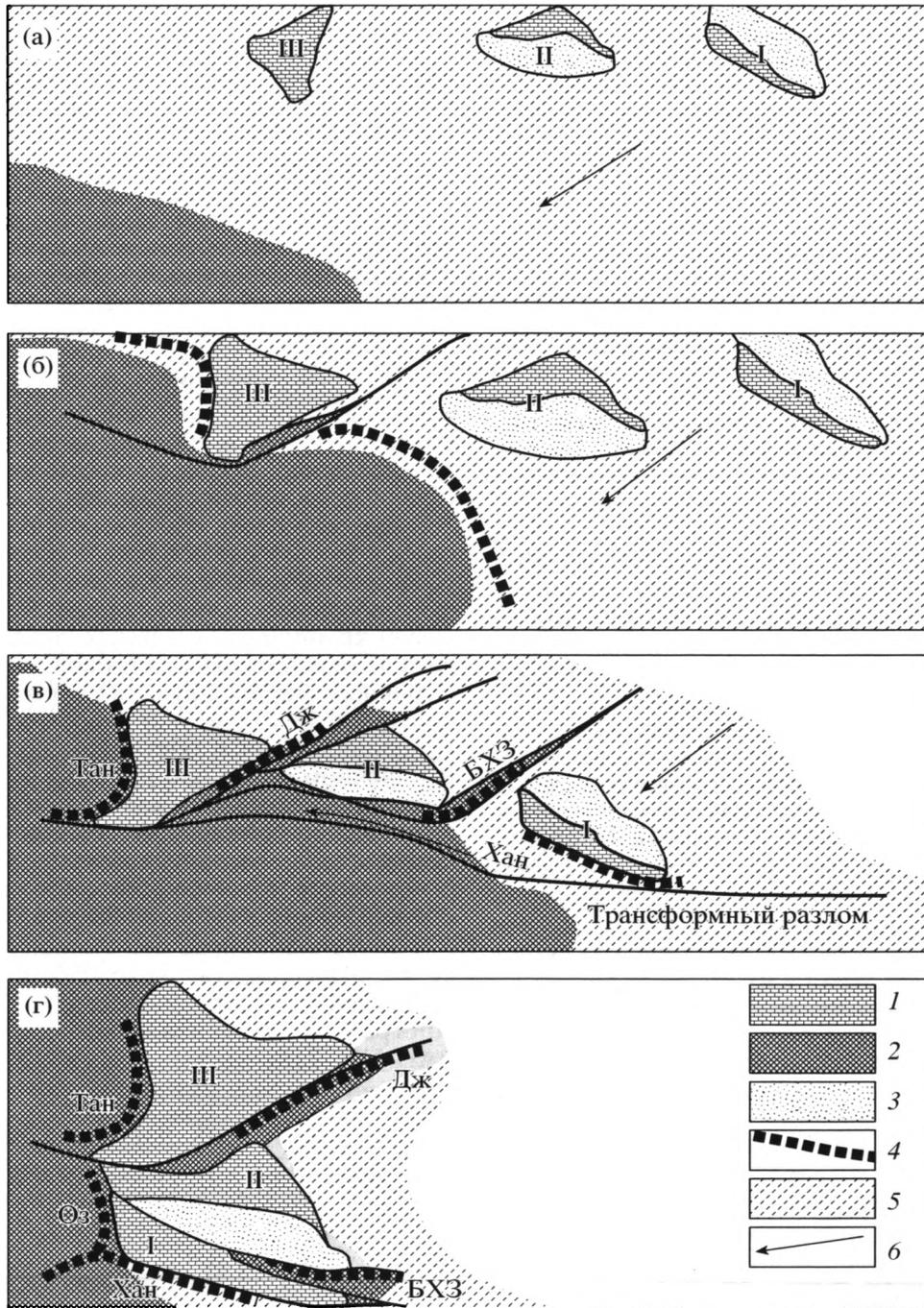


Рис. 9. Модель формирования Южно-Хангайской группы террейнов (ЮХГТ). Пояснения см. в тексте.

1 – докембрийские террейны; 2 – океаническое лавовое плато или скопление океанических островов; 3 – осадочные бассейны на шельфе; 4 – зоны субдукции и островные дуги; 5 – океаническая литосфера; 6 – направление перемещения террейнов

Террейны: I – Байдрагский, II – Хангайский (Орхонский), III – Тувино-Монгольский; офиолитовые и островодужные зоны: БХЗ – Баянхонгорская, Тан – Таннуольская, Дж – Джидинская, Хан – Хан-Тайширская, Оз – Озерная

Стадии формирования ЮХГТ: а – дрейф фрагментов (террейнов) Родинии в пределах Панталассы после распада суперконтинента, б – сближение и начало столкновения докембрийских террейнов со структурами горячего поля мантии, сопровождавшееся заложением венд-кембрийских островных дуг (~570 млн. лет назад), в – коллизия докембрийских террейнов между собой, со структурами горячего поля мантии и с венд-кембрийскими островными дугами (530–500 млн. лет), г – завершение аккреции Южно-Хангайской группы террейнов и террейнов их обрамления в пределах ранних каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса (<480 млн. лет по [31])

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования пород Баянхонгорской зоны и обрамляющих ее террейнов, позволяют сделать ряд выводов об условиях формирования этих структур, о характере тектонических процессов, приведших к раннекаледонской аккреции в Центральной Азии, о строении и составе коры, возникшей в результате столкновения террейнов, а также о влиянии этой коры на состав гранитоидов, возникших в пределах каледонского пояса.

В соответствии с полученными данными среди магматических образований Баянхонгорской офиолитовой зоны преобладают породы, типичные для океанических лавовых плато или океанических островов, образование которых связывается с участием мантийных плюмов. Размеры этого плато в пределах ложа палеоокеана оцениваются с учетом площади распространения аналогичных пород по территории каледонид ЦАСП более чем в 1500000 км². Судя по отсутствию в составе офиолитовой ассоциации Озерной зоны осадков с изотопными характеристиками древней континентальной коры, лавовое плато возникло в центральных участках океанического бассейна на большом расстоянии от континентов.

Важным результатом проведенного исследования стало выяснение принципиально разных условий формирования осадочных пород в отдельных структурных зонах Южно-Хангайской группы террейнов. Так, состав позднерифейских-кембрийских осадочных пород офиолитовой зоны (Халют-Булакская подзона) и Хангайского террейна (Дзагская зона) соответствует среднему составу континентальной коры. Образование таких пород предполагает вклад в их состав коровых источников сноса разного состава и разного возраста формирования (от раннедокембрийского до наиболее молодого – позднерифейского, соответствующего возрасту осадков). Наиболее благоприятные условия для образования таких пород, как нам представляется, преобладали на достаточно далеко вынесенных в океан участках шельфа палеоконтинента Родиния, существовавшего на протяжении значительной части позднего рифея. В строении этих участков шельфа, по-видимому, участвовали руины отмерших позднерифейских островных дуг и задуговых бассейнов, с фрагментами которых мы сопоставляем позднерифейские офиолиты в составе жирминурского комплекса. С участием этих пород в формировании осадочных бассейнов мы связываем омоложение Nd изотопного модельного возраста осадочных пород по сравнению со средним для Земли $T_{Nd}(DM-2st) \sim 2$ млрд. лет).

Формирование осадочных пород платформенного чехла Байдрагского террейна (бурдгольская серия) происходило при резко выраженном преобладании местных источников сноса, представленных породами архея и протерозоя. Это отразилось

в первую очередь на изотопном составе осадков и их Nd модельном возрасте $T_{Nd}(DM-2st) \sim 2.8$ млрд. лет). Областью аккумуляции этих осадков, очевидно, служил шельф, сформированный на древнем континентальном основании, что в целом согласуется с геологическими данными.

Совмещение этих разнородных фрагментов позднерифейской-кембрийской литосферной оболочки Земли (кратонного блока, фрагмента удаленного от континента шельфа с рифейской корой и новообразованного венд-кембрийского океанического лавового плато) было обусловлено действием достаточно длительных и разных по своей направленности процессов. Вначале в ходе распада суперконтинента Родиния (около 700 млн. лет назад) произошло дробление как самого суперконтинента, так и обрамлявшего его шельфа, и начался дрейф осколков позднерифейской литосферы по поверхности Земли. К рубежу около 500 млн. лет назад часть этих фрагментов вторглась в тот сектор Земли, в пределах которого в условиях открытого океанического бассейна формировалось (начиная примерно с 570 млн. лет назад) крупное океаническое лавовое плато или группа океанических островов типа Гавайских. Столкновение дрейфующих террейнов и микроконтинентов с лавовым плато сопровождалось субдукционными и обдукционными процессами. В конечном итоге оно привело к аккреции всех этих структур, в том числе и участвующих в строении Южно-Хангайской группы террейнов, в композитный каледонский супертеррейн, который позднее (к девону) был объединен с Сибирским кратоном в единый континент.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 05-0564000, 05-05-6405, 02-05-65903, 02-05-39019), НШ 1145.2003.05, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 5, 7, 8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25–42.
2. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. и др. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском крае // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.
3. Вознесенская Т.А. Вещественный состав отложенный каледонского обрамления Хангайского синклиория: Центральная Монголия // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 6. С. 69–83.
4. Вознесенская Т.А. Седиментационная эволюция каледонского бассейна Хангай // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 537–547.
5. Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др. Поздненвендский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179–1185.

6. Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723–738.
7. Дергунов А.Б., Рязанцев А.В., Лунева О.И., Рихтер А.В. Строение и развитие Баянхонгорской зоны Центральной Монголии // Геотектоника. 1997. № 2. С. 53–62.
8. Карта геологических формаций Монголии. Масштаб 1 : 1500000. Новосибирск: ГУГК, 1989.
9. Кебезинская П.К., Кебезинская К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd возраст океанических офиолитов Баянхонгорской зоны (МНР) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 3. С. 718–721.
10. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов В.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–713.
11. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы и структуры коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
12. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453–495.
13. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 114 с.
14. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
15. Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 227–235.
16. Ранний докембрий Центрально-азиатского складчатого пояса / Отв. ред. И.К. Козаков. СПб.: Наука, 1993. 266 с.
17. Коптева В.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О. Строение верхней части разреза офиолитов Баянхонгорской зоны Монголии // Геотектоника. 1984. № 6. С. 39–54.
18. Кузмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И. Верхнерифейские (790 млн. лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельствуют раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1379–1383.
19. Митрофанов Ф.П., Казаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 151 с.
20. Массакowski А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
21. Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 80–85.
22. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
23. Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др. Олохитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
24. Рязанцев А.В. Офиолиты Баянхонгорской зоны в структуре палеозойд Монголии // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 6. С. 651–654.
25. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
26. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
27. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305–1320.
28. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 1. С. 94–98.
29. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
30. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.
31. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 387–392.
32. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.
33. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sciences. 2002. Vol. 21. P. 87–110.
34. Buchan C., Pfunder J., Kroner A. et al. Timing of accretion and collisional deformation in the Central Asian Orogenic Belt: implications of granite geochronology in the Bayankhongor Ophiolite Zone // Chemical Geology. 2002. Vol. 192. P. 23–45.
35. Buchan C., Cunningham D., Windley B.F., Tomurhuu D. Structural and lithological characteristics of the Bayankhongor Ophiolite Zone, Central Mongolia // J. Geol. Soc. London. 2001. Vol. 158. P. 445–460.
36. Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge: University Press, 2001. 305 p.
37. Delor C., Deroin J.-P., Maluski H., Tomortogoo O. Petrostructural constraints and Ar-Ar dating of the Bayankhongor ophiolites / Eds. Badarch G., Jahn B.-M. // IGCP-420. Continental growth in the Phanerozoic; evidence from Central Asia. Abstracts and excursion guidebook 2000. Hors serie. Vol. 2. Geosciences. Rennes. 21 p.
38. Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V. Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. London and New York: Routledge. Taylor and Francis Group, 2001. P. 288.
39. Gao Sh., Luo T.-C., Zhang B.-R. et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in

- East China // *Geoch. Cosmoch. Acta*. 1998. Vol. 62. № 11. P. 1959–1975.
40. Jahn B.-M., Capdevila R., Liu D., Badarch G. Sources of Phanerozoic granitoids in Mongolia: geochemical and isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth // *J. Asian Earth Sciences*. 2003 (in press).
 41. Jargalan S., Fujimaki H. Origin and solidification age of Proterozoic Paidrag batholith, Tsagan Tsahir Uul, Bayanhongor, Central Mongolia // *J. Mineralogical and petrological sciences*. 2003. Vol. 98. P. 93–108.
 42. Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implication // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 199. P. 311–325.
 43. Kepenzhinskas P.K., Kepenzhinskas K.B., Puchtel I.S. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian Caledonides: Sm-Nd isotope and trace element data // *Geophys. Res. Lett.* Vol. 18. P. 1301–1304.
 44. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Bogatikov O.A. // *Magma-tism. Geodynamics and Metallogeny of Central Asia*. Moscow: Mico, 1995. 272 p.
 45. Pfander J.A., Jochim K.P., Kozkov I.K. et al. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem. ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. Vol. 143. P. 154–174.
 46. Samson S.D., Patchett P.J. The Canadian Cordillera, as a modern analogue of Proterozoic crustal growth. *Australian Earth Science*. 1991. Vol. 38. P. 595–611.
 47. Sun S.S., Mc. Donough W.F. Chemical and isotopic systematizes of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Magmatism in the Ocean Basins / Eds Saunders A.D., Norry M.J. // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. Vol. 42. P. 313–346.
 48. Takahashi Y., Arakawa Y., Oyungereel S., Naito K. Geochronological data of granitoids in the Bayankhongor area, Central Mongolia // *Bull. Geol. Soc. Japan*. 2000. Vol. 51. P. 167–174.
 49. Teraoka Y., Suzuki M., Tungalag F. et al. Tectonic framework of the Bayankhongor area, West Mongolia // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1996. Vol. 47. P. 447–455.
 50. Tomurtogoo O., Gerel O. Geotraverse through a terrane collage in Southern Khangay. *Excursion Guidebook. IGMR MAS*. 1999. 91 p.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, С.В. Руженцев

Geodynamics and Crust-Forming Processes in the Early Caledonides of the Bayanhongor Zone, Central Mongolia

V. I. Kovalenko¹, V. V. Yarmolyuk¹, O. Tomurtogoo², V. S. Antipin³, V. P. Kovach⁴,
A. B. Kotov⁴, E. A. Kudryashova¹, E. B. Sal'nikova⁴, and N. Yu. Zagornaya⁴

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, 212351 Mongolia*

³*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Favorskogo 1a, Irkutsk, 664033 Russia*

⁴*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

e-mail: kovach@IK4843.spb.edu

Abstract—The Caledonian Bayanhongor Zone is an element of the South Hangay group of terranes in Central Mongolia. This group comprises (from south to north) (1) the pre-Riphean Baydrag Block with the Riphean slaty cover (Burdgol Group); (2) the zone of the Cambrian island-arc basalt-andesite-dacite volcanism; (3) the Bayanhongor Zone of the Upper Riphean–Cambrian rocks that consists of the Delbkhairhan terrigenous–carbonate subzone, the ophiolitic Bayanhongor proper subzone, and the Khaluutbulag terrigenous–carbonate subzone with subordinate volcanics; and (4) the Dzag Zone of the predominantly Cambrian terrigenous–slaty sequences that corresponds to the southern Hangay Terrane with the Riphean crust. The rocks typical of oceanic lava plateaus or oceanic islands dominate among igneous rocks of the ophiolitic Bayanhongor Zone. No sedimentary rocks with isotopic signatures of ancient continental crust are known in this zone; thus, the sedimentation proceeded within an oceanic basin at a great distance from the paleocontinents. The composition of sedimentary rocks in the Dzag Zone of the Hangay Terrane fits the mean composition of the continental Earth's crust. The shelf segments situated far offshore and partially composed of fragments of the Late Riphean island arcs that exerted an rejuvenating effect on the two-stage model Nd isotopic age $T_{Nd} (DM - 2st) \sim 1.6$ Ga were favorable for the formation of such rocks. The sedimentary cover (Burdgol Group) of the Baydrag Block was characterized by a sharp prevalence of local provenances. The sediments were deposited at the shelf close to the ancient continental basement that underwent erosion. The juxtaposition of these heterogeneous fragments of the Late Riphean–Cambrian lithospheric shell of the Earth as a common composite terrane was related to the collision of fragments of the Rodinia supercontinent and its Riphean shelf with a large oceanic lava plateau or a group of oceanic islands of the Hawaiian type. This collision accompanied by subduction and obduction occurred about 500 Ma ago in the process of general accretion completed by formation of the Early Caledonian superterrane of the Central Asian Foldbelt.

УДК 551.242.23(261/264)

МИКРОТЕКТОНИКА ГАББРОИДОВ РАЙОНА СЬЕРРА-ЛЕОНЕ (СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ, 5–7° с.ш.)

© 2005 г. А. Е. Ескин

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 22.11.2004 г.

В статье рассмотрены структурные особенности габброидов района Срединно-Атлантического хребта между 5 и 7°10' с.ш. (район нетрансформного разлома Сьерра-Леоне). Работа выполнена на основе материала, полученного при драгировании в ряде рейсов российских научных судов в период с 2000 по 2003 г. В габброидах выделены структурные парагенезисы, характеризующие их эволюцию на магматической стадии и на стадии пластических и хрупких деформаций. По структурным особенностям среди габброидов выделяются недеформированные, слабдеформированные, частично и полностью рекристаллизованные и милонитизированные. Для рекристаллизованных габброидов характерно присутствие крупных и мелких неомасов, что отвечает разным условиям преобразования пород.

Показано, что формирование габброидов полосчатого комплекса с магматической линейностью происходило в условиях вязкого ламинарного течения не до конца застывшего магматического расплава вдоль стенок магматических камер. Массивные габброиды кристаллизовались в статических условиях. При рекристаллизации образование крупных неомасов происходило за счет диффузионной и дислокационной ползучести в кристаллической решетке минералов. Мелкие неомасовы появлялись преимущественно за счет дислокационного скольжения и дислокационной ползучести.

В формировании структур габброидов прослеживаются признаки регрессивного метаморфизма, характеризующие постепенное понижение температуры, увеличение стресса и влияния водного флюида в процессе поднятия пород к поверхности. Крупные неомасовы в габброидах возникают при рекристаллизации на больших глубинах, мелкие неомасовы появляются ближе к поверхности, а хрупкие деформации происходят в самых верхних горизонтах коры. Габброиды выводились к поверхности за счет пластического и катакластического течения пород вдоль разрывных нарушений, развивающихся преимущественно в условиях простого сдвига.

ВВЕДЕНИЕ

Формирование коры в срединно-океанических хребтах происходит в условиях активного вулканизма, при излиянии большого количества лавовых потоков, интрузивные породы при этом, как правило, перекрыты базальтами и осадочными породами. В осевых зонах срединных хребтов в пределах разломных структур, либо непосредственно на участке интерсекта рифта и разлома обнаружены районы с локальным выходом довольно большого количества магматических коровых и мантийных пород. Ранее в Центральной Атлантике при драгировании были подняты габброиды в районе разломов Зеленого Мыса [12 и др.], Вима [13 и др.], Долдрамс [2], Романш и Чейн [9 и др.]. Предполагается, что выведение глубинных пород, в том числе и габброидов, в верхние горизонты происходит за счет тектонических процессов в периоды отсутствия или слабого проявления вулканической и магматической активности [4, 5, 22 и др.]. В габброидах почти всегда присутствуют признаки изменений, возникших на тектонической стадии формирования породы. Проведение микротектонического анализа, основанного на

изучении структурных и текстурных особенностей пород при использовании оптического поляризационного микроскопа, позволяет восстановить механизмы и процессы, происходящие на микроуровне во время становления текстурно-структурного облика породы и восстановить условия формирования и преобразования породы в целом [25]. Текстурно-структурные и вещественные особенности пород позволяют судить о тектономагматической эволюции пород от начала их кристаллизации до полного выведения на поверхность.

Изучению габброидов в зоне спрединга посвящено сравнительно мало работ, хотя они являются одним из наиболее интересных объектов исследования, позволяющих судить не только об эволюции пород в разных условиях, но и понять особенности развития района и механизм выведения глубинных пород к поверхности. Наиболее детальное изучение габброидов Атлантического океана проводилось с точки зрения первичного и вторичного состава пород [12, 13 и др.], детальное рассмотрение структур и текстур при этом не производилось.

- East China // *Geoch. Cosmoch. Acta*. 1998. Vol. 62. № 11. P. 1959–1975.
40. Jahn B.-M., Capdevila R., Liu D., Badarch G. Sources of Phanerozoic granitoids in Mongolia: geochemical and isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth // *J. Asian Earth Sciences*. 2003 (in press).
 41. Jargalan S., Fujimaki H. Origin and solidification age of Proterozoic Paidrag batholith, Tsagan Tsahir Uul, Bayanhongor, Central Mongolia // *J. Mineralogical and petrological sciences*. 2003. Vol. 98. P. 93–108.
 42. Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implication // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 199. P. 311–325.
 43. Kepenzhinskas P.K., Kepenzhinskas K.B., Puchtel I.S. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian Caledonides: Sm-Nd isotope and trace element data // *Geophys. Res. Lett.* Vol. 18. P. 1301–1304.
 44. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Bogatikov O.A. // *Migmatism. Geodynamics and Metallogeny of Central Asia*. Moscow: Mico, 1995. 272 p.
 45. Pfander J.A., Jochim K.P., Kozkov I.K. et al. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem. ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. Vol. 143. P. 154–174.
 46. Samson S.D., Patchett P.J. The Canadian Cordillera, as a modern analogue of Proterozoic crustal growth. *Australian Earth Science*. 1991. Vol. 38. P. 595–611.
 47. Sun S.S., Mc. Donough W.F. Chemical and isotopic systematizes of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Magmatism in the Ocean Basins / Eds Saunders A.D., Norry M.J. // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. Vol. 42. P. 313–346.
 48. Takahashi Y., Arakawa Y., Oyungerel S., Naito K. Geochronological data of granitoids in the Bayankhongor area, Central Mongolia // *Bull. Geol. Soc. Japan*. 2000. Vol. 51. P. 167–174.
 49. Teraoka Y., Suzuki M., Tungalag F. et al. Tectonic framework of the Bayankhongor area, West Mongolia // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1996. Vol. 47. P. 447–455.
 50. Tomurtogoo O., Gerel O. Geotraverse through a terrane collage in Southern Khangay. *Excursion Guidebook. IGMR MAS*. 1999. 91 p.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, С.В. Руженцев

Geodynamics and Crust-Forming Processes in the Early Caledonides of the Bayanhongor Zone, Central Mongolia

V. I. Kovalenko¹, V. V. Yarmolyuk¹, O. Tomurtogoo², V. S. Antipin³, V. P. Kovach⁴,
A. B. Kotov⁴, E. A. Kudryashova¹, E. B. Sal'nikova⁴, and N. Yu. Zagornaya⁴

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, 212351 Mongolia*

³*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Favorskogo 1a, Irkutsk, 664033 Russia*

⁴*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

e-mail: kovach@IK4843.spb.edu

Abstract—The Caledonian Bayanhongor Zone is an element of the South Hangay group of terranes in Central Mongolia. This group comprises (from south to north) (1) the pre-Riphean Baydrag Block with the Riphean slaty cover (Burdgol Group); (2) the zone of the Cambrian island-arc basalt-andesite-dacite volcanism; (3) the Bayanhongor Zone of the Upper Riphean–Cambrian rocks that consists of the Delbkhairhan terrigenous–carbonate subzone, the ophiolitic Bayanhongor proper subzone, and the Khaluutbulag terrigenous–carbonate subzone with subordinate volcanics; and (4) the Dzag Zone of the predominantly Cambrian terrigenous–slaty sequences that corresponds to the southern Hangay Terrane with the Riphean crust. The rocks typical of oceanic lava plateaus or oceanic islands dominate among igneous rocks of the ophiolitic Bayanhongor Zone. No sedimentary rocks with isotopic signatures of ancient continental crust are known in this zone; thus, the sedimentation proceeded within an oceanic basin at a great distance from the paleocontinents. The composition of sedimentary rocks in the Dzag Zone of the Hangay Terrane fits the mean composition of the continental Earth's crust. The shelf segments situated far offshore and partially composed of fragments of the Late Riphean island arcs that exerted an rejuvenating effect on the two-stage model Nd isotopic age $T_{Nd} (DM - 2st) \sim 1.6$ Ga were favorable for the formation of such rocks. The sedimentary cover (Burdgol Group) of the Baydrag Block was characterized by a sharp prevalence of local provenances. The sediments were deposited at the shelf close to the ancient continental basement that underwent erosion. The juxtaposition of these heterogeneous fragments of the Late Riphean–Cambrian lithospheric shell of the Earth as a common composite terrane was related to the collision of fragments of the Rodinia supercontinent and its Riphean shelf with a large oceanic lava plateau or a group of oceanic islands of the Hawaiian type. This collision accompanied by subduction and obduction occurred about 500 Ma ago in the process of general accretion completed by formation of the Early Caledonian superterrane of the Central Asian Foldbelt.

УДК 551.242.23(261/264)

МИКРОТЕКТОНИКА ГАББРОИДОВ РАЙОНА СЬЕРРА-ЛЕОНЕ (СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ, 5–7° с.ш.)

© 2005 г. А. Е. Ескин

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 22.11.2004 г.

В статье рассмотрены структурные особенности габброидов района Срединно-Атлантического хребта между 5 и 7°10' с.ш. (район нетрансформного разлома Сьерра-Леоне). Работа выполнена на основе материала, полученного при драгировании в ряде рейсов российских научных судов в период с 2000 по 2003 г. В габброидах выделены структурные парагенезисы, характеризующие их эволюцию на магматической стадии и на стадии пластических и хрупких деформаций. По структурным особенностям среди габброидов выделяются недеформированные, слабodeформированные, частично и полностью рекристаллизованные и милонитизированные. Для рекристаллизованных габброидов характерно присутствие крупных и мелких неомасов, что отвечает разным условиям преобразования пород.

Показано, что формирование габброидов полосчатого комплекса с магматической линейностью происходило в условиях вязкого ламинарного течения не до конца застывшего магматического расплава вдоль стенок магматических камер. Массивные габброиды кристаллизовались в статических условиях. При рекристаллизации образование крупных неомасов происходило за счет диффузионной и дислокационной ползучести в кристаллической решетке минералов. Мелкие неомасы появлялись преимущественно за счет дислокационного скольжения и дислокационной ползучести.

В формировании структур габброидов прослеживаются признаки регрессивного метаморфизма, характеризующие постепенное понижение температуры, увеличение стресса и влияния водного флюида в процессе поднятия пород к поверхности. Крупные неомасы в габброидах возникают при рекристаллизации на больших глубинах, мелкие неомасы появляются ближе к поверхности, а хрупкие деформации происходят в самых верхних горизонтах коры. Габброиды выводились к поверхности за счет пластического и катакластического течения пород вдоль разрывных нарушений, развивающихся преимущественно в условиях простого сдвига.

ВВЕДЕНИЕ

Формирование коры в срединно-океанических хребтах происходит в условиях активного вулканизма, при излиянии большого количества лавовых потоков, интрузивные породы при этом, как правило, перекрыты базальтами и осадочными породами. В осевых зонах срединных хребтов в пределах разломных структур, либо непосредственно на участке интерсекта рифта и разлома обнаружены районы с локальным выходом довольно большого количества магматических коровых и мантийных пород. Ранее в Центральной Атлантике при драгировании были подняты габброиды в районе разломов Зеленого Мыса [12 и др.], Вима [13 и др.], Долдрамс [2], Романш и Чейн [9 и др.]. Предполагается, что выведение глубинных пород, в том числе и габброидов, в верхние горизонты происходит за счет тектонических процессов в периоды отсутствия или слабого проявления вулканической и магматической активности [4, 5, 22 и др.]. В габброидах почти всегда присутствуют признаки изменений, возникших на тектонической стадии формирования породы. Проведение микротектонического анализа, основанного на

изучении структурных и текстурных особенностей пород при использовании оптического поляризационного микроскопа, позволяет восстановить механизмы и процессы, происходящие на микроуровне во время становления текстурно-структурного облика породы и восстановить условия формирования и преобразования породы в целом [25]. Текстурно-структурные и вещественные особенности пород позволяют судить о тектономагматической эволюции пород от начала их кристаллизации до полного выведения на поверхность.

Изучению габброидов в зоне спрединга посвящено сравнительно мало работ, хотя они являются одним из наиболее интересных объектов исследования, позволяющих судить не только об эволюции пород в разных условиях, но и понять особенности развития района и механизм выведения глубинных пород к поверхности. Наиболее детальное изучение габброидов Атлантического океана проводилось с точки зрения первичного и вторичного состава пород [12, 13 и др.], детальное рассмотрение структур и текстур при этом не производилось.

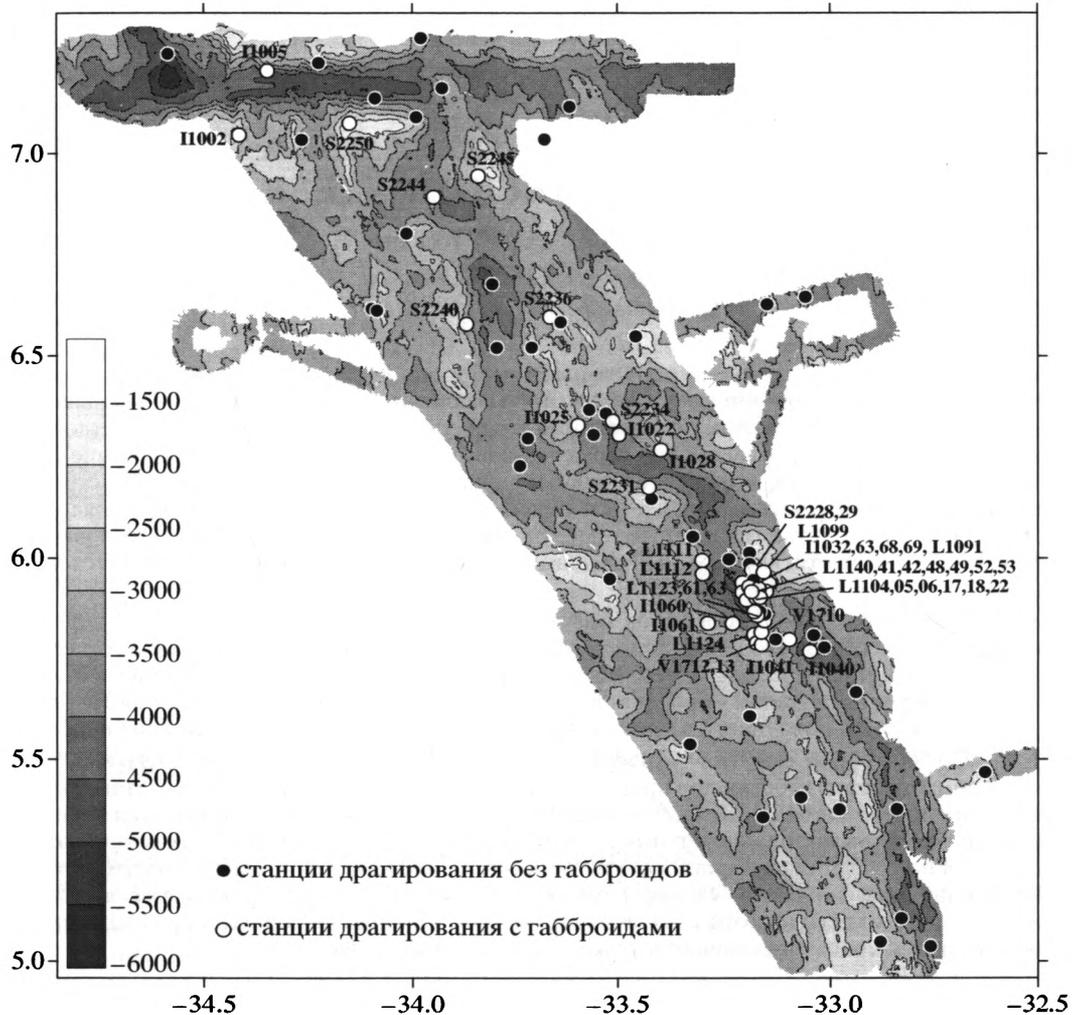


Рис. 1. Карта рельефа дна района нетрансформного разлома Сьерра-Леоне и расположение станций драгирования. Карта составлена по данным 22-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” и 10-го рейса НИС “Академик Иоффе”. Номера станций драгирования: S22 – 22-й рейс НИС “Академик Николай Страхов”, I10 – 10-й рейс НИС “Академик Иоффе”, L22 – 22-й рейс НИС “Профессор Логачев”, V17 – 17-й рейс НИС “Академик Сергей Вавилов”

Между 5 и 7°10' с.ш. в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта (район нетрансформного разлома Сьерра-Леоне) формирование коры происходит с преобладанием условий сухого спрединга [4–7, 10]. В 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, 10-м рейсе НИС “Академик Иоффе”, 22-м рейсе НИС “Профессор Логачев” и 17-м рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов” при проведении геологических исследований в этом районе поднято большое количество вулканических и полнокристаллических пород, в большей степени это базальты и перидотиты [7, 8]. Габброиды составляют немногим более 20%, они очень широко распространены как в пределах разлома Богданова (7°10' с.ш.), так и в пределах нетрансформного смещения Сьерра-Леоне, в большом количестве встречаются на поднятиях, в

рифтовых впадинах и вдоль бортов рифтовой долины (рис. 1).

По составу и структуре габброиды очень разнообразны, они представлены троктолитами, оливинowymi габбро, габбро, габброноритами и рудными габбро [7, 14]. В большинстве из них сохранились первичные магматические структуры, но значительная часть габброидов была подвержена тектоническим и метаморфическим преобразованиям. У многих образцов встречаются поверхности скольжения, наблюдается дробление и истирание материала [7]. Породы изменяются от слабодеформированных до частично или полностью рекристаллизованных и милонитизированных. В процессе формирования вторичных структур габброидов значительную роль играли как пластические, так и хрупкие деформации.

Основными породообразующими минералами рассматриваемых габброидов являются плагиоклаз и клинопироксен, иногда появляются оливин, амфибол и рудные минералы. Все габброиды более чем на 50% состоят из плагиоклаза, этот минерал является устойчивым к вторичным изменениям и сохраняет в себе структурные признаки воздействия тектонических деформаций. Поэтому, именно плагиоклазу уделено основное внимание при интерпретации деформационных структур и текстур габброидов. Среди мафических минералов оливин наиболее отчетливо сохраняет признаки деформационных структур, которые можно наблюдать, используя поляризационный микроскоп.

Целью данной работы является восстановление истории динамической эволюции габброидов в осевой зоне срединно-океанического хребта, развивающейся в условиях сухого спрединга на примере района Сьерра-Леоне. Рассматриваются структуры габброидов, возникающие как на магматической, так и на тектонической стадии. Основное внимание при микротектонических исследованиях уделяется изучению формы и размера зерен, их внутреннему строению и взаимоотношению, форме и характеру границ зерен, строению минеральных агрегатов. Для описания всех этих особенностей используется термин структура или микроструктура. Под деформационной структурой понимается любая структура, носящая следы механического воздействия на породу, выраженного в виде деформаций минералов [15, 25]. Текстура отражает особенность пространственного расположения составных частей породы [1].

Проведение микроструктурного анализа габброидов позволяет получить данные не только о формировании и преобразовании пород в разных условиях, но и о некоторых особенностях динамического развития изучаемого района. Для этого необходимо: (1) выделить в габброидах характерные структуры, отражающие разные тектономагматические условия; (2) понять, с помощью каких механизмов происходило формирование разных структур; (3) восстановить общую направленность и этапность процессов формирования и преобразования структур габброидов; (4) оценить условия формирования и преобразования структур габброидов каждого из выделенных этапов их структурно-вещественной эволюции.

При анализе структурных и минеральных парагенезисов, в габброидах района Сьерра-Леоне выделены первичные магматические структуры и текстуры, а также структуры пластических и хрупких деформаций.

Магматические структуры и текстуры

По магматическим текстурам габброиды Сьерра-Леоне делятся на две группы. Для первой из них характерны полосчатые и шлирово-полосчатые текстуры, преимущественно это троктолиты и, в меньшей степени, оливиновые габбро и габбро. Вторая группа представляет породы с массивной текстурой и включает оливиновые габбро, габбро, габбронориты и рудные габбро. Жильные и пегматоидные габбро в работе не рассматриваются.

Для пород первой группы характерно присутствие таблитчатых идиоморфных и панидиоморфных, часто зональных, кристаллов плагиоклаза, панидиоморфного и ксеноморфного оливина и резко ксеноморфного клинопироксена. Полосчатость пород (обр. S2240/7, 10, 11, 12, V1710/8 и др.) выражена чередованием полос плагиоклаза, оливина и клинопироксена мощностью от нескольких миллиметров до 5 сантиметров. В большинстве пород этой группы (обр. S2240/20, 35, I1068/24, 41, 43, I1069/12, 13, 16, 18, 20, 24, 39) наблюдается линейность, образованная недеформированными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза и вытянутыми зернами оливина (рис. 2, а). Судя по структурным признакам и взаимоотношениям между минералами [17, 23], она не является следствием интенсивной рекристаллизации, а образована в результате ламинарного течения не до конца закристаллизовавшегося магматического расплава.

Между линейно ориентированными кристаллами плагиоклаза и оливина в габброидах первой группы часто располагаются крупные (до 4 см) ойкокрисы клинопироксена, образующие своеобразные шлиры. Некоторые из них содержат в себе каркас разноориентированных призматических кристаллов плагиоклаза различной величины, образуя пойкилофитовую текстуру (рис. 2, б).

По всем текстурно-структурным особенностям, породы первой группы можно рассматривать как фрагмент расслоенного полосчатого комплекса.

Габброиды второй группы имеют массивную текстуру, равномернозернистую габбровую или офитовую структуру. В породах с габбровой текстурой (обр. S2240/16 и др.) зональный плагиоклаз, пироксены и оливин образуют более или менее равновеликие кристаллические зерна неправильных очертаний, практически все минералы ксеноморфные, иногда панидиоморфные. Габброиды с офитовой текстурой (обр. I1060/11, I1069/40) сложены удлиненными разнообразно ориентированными идиоморфными и панидиоморфными зональными кристаллами плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены ксеноморфными зернами клинопироксена.

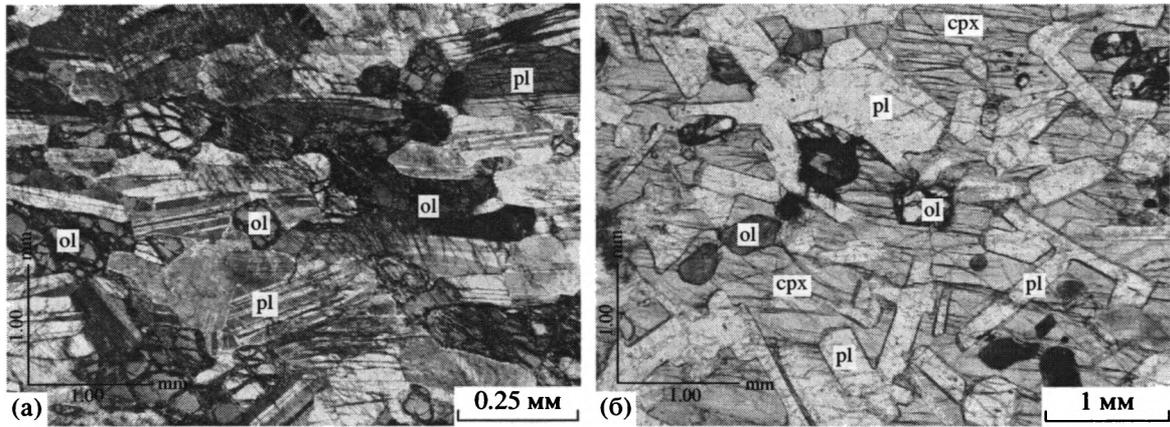


Рис. 2. Магматические структуры и текстуры габброидов
 а – магматическая линейность кристаллов плагиоклаза (pl) и оливина (ol) в троктолите. Образец I1068/24; николи (+)
 б – пойкилофитовая текстура в ойкокритах троктолита; беспорядочно ориентированные идиоморфные кристаллы плагиоклаза в крупном кристалле клинопироксена (cpx); образец I1068/41; при одном николе

Исходя из текстурно-структурных особенностей, породы второй группы можно рассматривать как слагающие комплекс изотропных габбро.

Структуры пластических деформаций

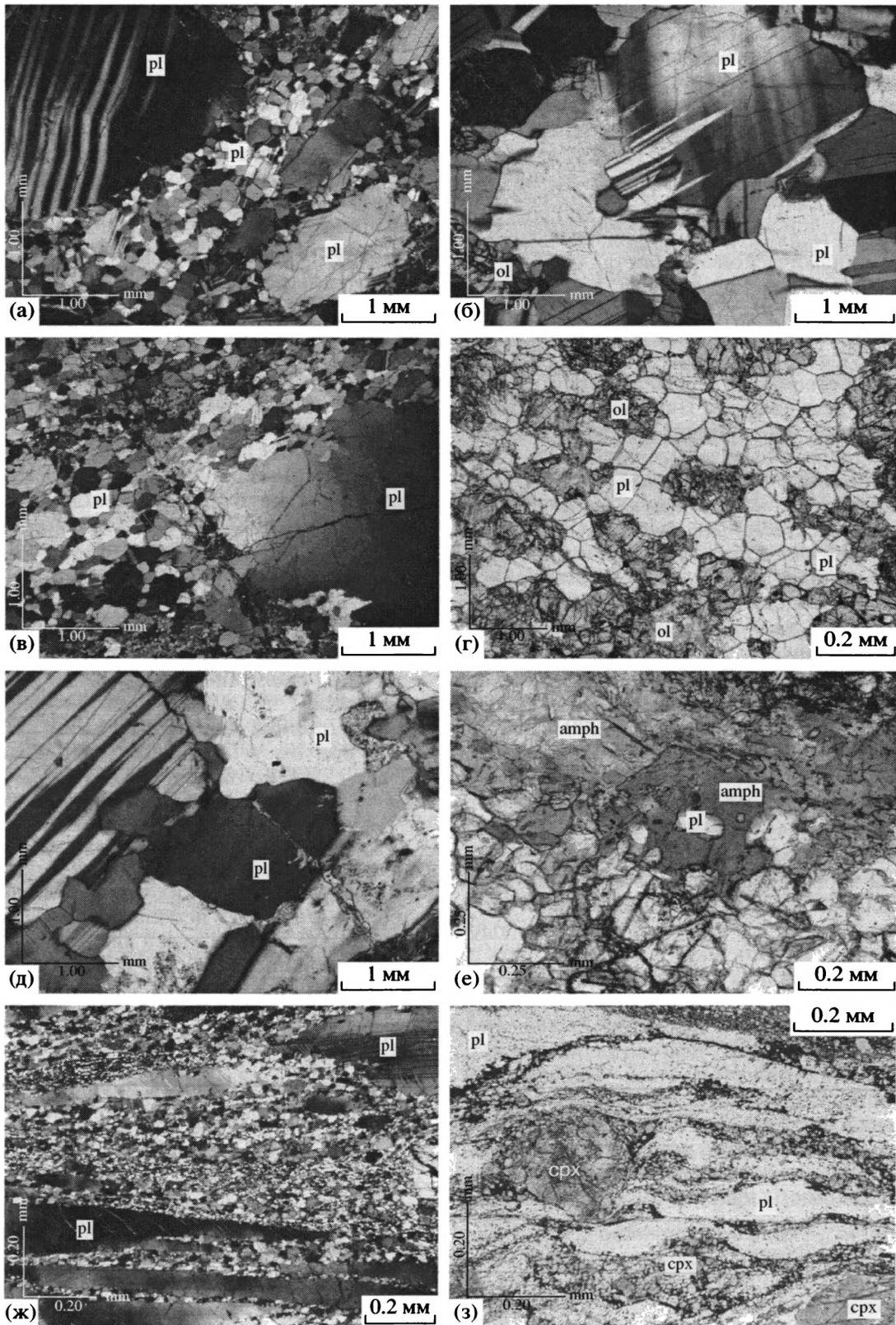
По структурам пластических деформаций габброиды можно разделить на слабдеформированные, рекристаллизованные и милонитизированные. Представленные структуры очень разнообразны и распространены на площади исследуемого района очень неравномерно.

Слабдеформированные габброиды. В слабдеформированных габброидах (обр. I1028/11, I1032/21, I1041/1, I1060/23, I1069/45) деформационные структуры наиболее отчетливо выражены в плагиоклазе и оливине. В большинстве зерен можно наблюдать волнистое угасание, деформационные полосы и полосы излома. В зернах плагиоклаза развиты попеременно погасающие тончайшие пластинки деформационных двойников, иногда присутствуют пересекающиеся двойники

двух направлений. В отличие от магматических, деформационные двойники более узкие, концентрируются в краевых, наиболее деформированных частях зерен, имеют искривленную или конусовидную форму и сужаются к центру зерен [3, 25]. Рекристаллизация в слабдеформированных породах отсутствует или в небольшой степени проявлена у плагиоклаза, тектоническая линейность не выражена. Помимо структур пластических деформаций, практически всегда присутствуют структуры хрупких деформаций. Вдоль трещин концентрируются наиболее пластически деформированные участки и зонки рекристаллизации. Трещины в породах и в отдельных минералах заполнены недеформированными гидротермальными минералами: плагиоклазом, актинолитом, тремолитом и хлоритом.

Рекристаллизованные габброиды. Довольно широкое распространение в районе разлома Сьерра-Леоне имеют рекристаллизованные габброиды. В зависимости от степени пластических деформаций габброиды делятся на частично и

Рис. 3. Структуры пластических деформаций габброидов. Условные обозначения см. рис. 2
 а – частично рекристаллизованный габбро-норит с порфирокластами и мелкими необластами плагиоклаза (pl); образец I1028/10; николи (+)
 б – деформационные двойники, волнистое угасание и деформационные полосы (субвертикальные) у кристалла плагиоклаза в частично рекристаллизованном оливиновом габбро; образец I1032/5; николи (+)
 в – замещение порфирокласта плагиоклаза агрегатом необластов в габбро; в порфирокласте видны развивающиеся субзерновые границы (справа); образец I1068/35; николи (+)
 г – полигональная структура зерен плагиоклаза в габбро; образец I1060/15; при одном николе
 д – извилистые неровные границы у зерен плагиоклаза в оливиновом габбро; видно проникновение одного зерна плагиоклаза в другое; образец I1032/5; николи (+)
 е – пойкилитовые включения необластов плагиоклаза в амфиболе (amph); образец I1063/7; при одном николе
 ж – линейно-полосчатая текстура милонита; образец I1068/35; николи (+)
 з – сигмоидальная структура вращения порфирокласта клинопироксена (cpx), образованная тенями давления, в милоните; образец I1068/35; при одном николе



полностью рекристаллизованные. Независимо от степени рекристаллизации встречаются породы с крупными (от 0.15 до 1 мм) и мелкими (от 0.1 до 0.25 мм) рекристаллизованными зернами. Наиболее интенсивной рекристаллизации, среди породообразующих минералов, подвержены зерна плагиоклаза и оливина.

Частично рекристаллизованные габброиды (обр. S2234/7, I1028/1, 3, 10, I1032/3, 6, 7, 12, I1060/15, 16, 22, 27, I1068/32, 35, 37 и др.) состоят из необластов – мелких новообразованных зерен – продуктов динамической рекристаллизации, и порфировкластов, представляющих собой более крупные первичные реликтовые зерна (рис. 3, а). Необласты образуют округлые или удлинённые зерна, преимущественно с равномерным угасанием, в большей степени без признаков внутрикристаллических деформаций. Интенсивное образование необластов наблюдается в участках зерен, наиболее подверженных деформации – в деформационных полосах или по периферии порфировкластов. Порфировкласты плагиоклаза и оливина имеют преимущественно неправильную, иногда удлинённую или округлую, форму, в большинстве из них наблюдается волнистое угасание, деформационные полосы (рис. 3, б) и субзерновые структуры (рис. 3, в). У плагиоклаза хорошо развиты деформационные двойники, которые концентрируются в краевых, наиболее деформированных, частях зерен (см. рис. 3, б). Порфировкласты пироксенов образуют ксеноморфные зерна, признаки внутрикристаллических деформаций в них отсутствуют или слабо выражены в виде полос излома или волнистого угасания.

Среди частично рекристаллизованных габброидов выделяются слабо и интенсивно рекристаллизованные. Для первых характерно относительно небольшое количество необластов, наибольший объем занимают реликтовые не рекристаллизованные зерна (см. рис. 3, а). Линейность и полосчатость в этих породах проявлена очень слабо. Полосчатость образована слабо выраженным чередованием полос плагиоклаза и агрегатов мафических минералов. В интенсивно рекристаллизованных породах необластов становится значительно больше, иногда по занимаемому объему они преобладают над порфировкластами (см. рис. 3, а). Линейность и полосчатость в них проявлена наиболее четко, иногда появляются узкие полосы милонитов мощностью первые миллиметры.

Полностью рекристаллизованные габброиды (обр. I1063/24, I1068/8) целиком состоят из рекристаллизованных зерен, порфировкласты здесь отсутствуют или очень редки. Минералы имеют удлинённую форму и образуют в габброидах хорошо выраженную линейность. Полосчатость в этих породах проявлена слабо. Некоторые зерна плагиоклаза имеют волнистое угасание, дефор-

мационные двойники и, в большей степени, извилистые неровные границы.

Габброиды с крупными рекристаллизованными зернами

Деформированные габброиды, состоящие из крупных рекристаллизованных зерен и порфировкластов плагиоклаза, оливина и пироксенов, имеют гнейсовидную текстуру, гетеробластовую и порфировбластовую структуру, довольно широко распространены в районе разлома Сьерра-Леоне (обр. S2234/7, I1032/3, 7, 8, 12, I1060/15, 16, 27, I1068/32 и др.) Среди них выделяются необласты размером примерно от 0.15 до 0.25 мм и размером от 0.2 до 1 мм.

Большинство новообразованных зерен плагиоклаза и оливина образуют полигональную структуру (рис. 3, г), представляющую собой сочетание рекристаллизованных шестиугольных зерен примерно одинакового размера с внутренним углом между гранями около 120°, зерна при этом имеют довольно четкие прямые или слабоизогнутые границы. В некоторых образцах, как между зернами одной минеральной фазы, так и между минералами разных фаз можно видеть извилистые неровные границы, проникновение одного зерна в другое (рис. 3, д).

При формировании структур с крупными необластами происходит рекристаллизация практически всех породообразующих минералов, образовавшихся на магматической стадии, но минеральный состав породы при этом не меняется. В некоторых образцах появляются редкие образования вторичного темно-зеленого или коричневого метаморфического амфибола. Иногда в габброидах присутствуют ксеноморфные зерна коричневого амфибола с пойкилитовыми включениями рудного минерала, необластов плагиоклаза и оливина (рис. 3, е). По всей видимости, образование амфибола происходило сразу после завершения деформации из водонасыщенного флюида, который присутствовал в небольшом количестве между зернами породообразующих минералов. Судя по составу амфибола, этот флюид имел магматическое происхождение. По сравнению с более низкотемпературными амфиболами, для него характерно высокое содержание Al_2O_3 (5–12.2%), TiO_2 (1.3–5.3%) и Na_2O (0.9–3%) [14].

Габброиды с мелкими рекристаллизованными зернами

Деформированные габброиды с мелкими необластами (обр. I1028/1, 3, 10, I1032/6, I1060/22, I1068/35, 37 и др.), по сравнению с породами, имеющими крупные необласты, встречаются реже. Они имеют гнейсовидную текстуру, порфировбластовую структуру, состоят из необластов плаги-

оклаза, клинопироксена, оливина и коричневой роговой обманки размером от 0.1 до 0.25 мм и порфирокластов плагиоклаза, клинопироксена и оливина размером от 0.5 до 4 мм (см. рис. 3, а; 3, в). Количественное соотношение реликтовых и новообразованных зерен очень непостоянно, иногда среди первичных структур присутствуют лишь редкие узкие зонки необластов среди основной массы реликтовых зерен, но часто породы почти целиком состоят из областов с редкими неравномерно расположенными порфирокластами.

Порфирокласты имеют неровные границы, иногда линейно ориентированы параллельно полосчатости. Полосчатость в габброидах с мелкими необластами выражена слабо, образована чередованием неровных полос рекристаллизованного плагиоклаза и линзовидно-вытянутых агрегатов мафических минералов, мощность полос примерно от 0.2 до 1 мм. У некоторых порфирокластов появляются тени давления, вытянутые параллельно линейности и полосчатости. Они сложены мелкозернистым агрегатом того же минерала, что и порфирокласт.

У порфирокластов плагиоклаза деформационные двойники расплывчатые нечеткие. По краям порфирокласты часто рекристаллизованы и имеют неровные границы. В большинстве образцов можно наблюдать постепенный переход агрегатов субзерен, слагающих порфирокласты, в агрегаты слегка удлиненных областов (см. рис. 3, в), что характеризует замещение порфирокластов многочисленными необластами примерно одинакового размера. Полигональные структуры отсутствуют или очень редки. Вдоль некоторых узких зон развития мелких областов можно наблюдать относительное смещение.

При рекристаллизации в мелкие областы, в габброидах появляется коричневая и зеленая метаморфическая роговая обманка. В отличие от описанных выше высокотемпературных амфиболов, для нее характерно низкое содержание Al_2O_3 (4–9%), TiO_2 (0.15–1.38%) и Na_2O (0.44–2%). В породе она часто находится в ассоциации с оксидами железа и титана, образует интерстициальные ксеноморфные зерна и развивается по краям и трещинам в порфирокластах клинопироксена или полностью его замещает.

Милониты. Милонитизированные габброиды (обр. П1068/35) представляют собой тонкозернистые интенсивно деформированные породы. Они имеют линзовидно-полосчатую текстуру (рис. 3, ж) или образуют узкие полосы мощностью от 0.2 до 5–10 мм в рекристаллизованных габброидах. Милониты состоят из округлых или слегка удлиненных рекристаллизованных зерен плагиоклаза, клинопироксена и амфибола размером до 0.01–0.03 мм и неравномерно расположенных порфирокластов плагиоклаза и клинопироксена округ-

лой и удлиненной формы размером от 0.1 до 6 мм. Также в состав пород входят ксеноморфные выделения рудного минерала размером до 2 мм. Субзерновые структуры и структуры хрупких деформаций в порфирокластах отсутствуют. Вокруг некоторых порфирокластов плагиоклаза образуются тени давления, латерально переходящие в узкие полосы. Они сложены тонкозернистым плагиоклазом, а вокруг порфирокластов клинопироксена представлены рудным минералом и агрегатом тонкозернистого клинопироксена. Некоторые тени давления образуют сигмоидальные структуры (рис. 3, з). Полосчатость милонитов представлена чередованием полос плагиоклаза, линзовидно-вытянутых агрегатов мафических минералов и зерен плагиоклаза. Ширина полос непостоянна, но не превышает 0.3–0.5 мм.

Структуры хрупких деформаций

Структуры хрупких деформаций (обр. П1028/11, 12, П1060/29, 32, 43, 45, 46, П1068/28 и др.) в районе Сьерра-Леоне распространены довольно широко, но по сравнению со структурами пластических деформаций, они менее разнообразны и встречаются гораздо реже.

При хрупких деформациях в породе или в отдельных зернах порообразующих минералов появляются трещины (рис. 4, а; 4, б), вплоть до образования брекчий. Трещины часто выполнены прожилками различных гидротермальных минералов мощностью до 3 мм. Они расположены близко и субпараллельно друг другу или беспорядочно разбивают крупные зерна порообразующих минералов (см. рис. 4, б). Гидротермальные минералы представлены преимущественно актинолитом, тремолитом, плагиоклазом, хлоритом и кальцитом. Вдоль некоторых трещин наблюдается относительное смещение (см. рис. 4, а), но в большинстве случаев гидротермальные минералы не деформированы, лишь иногда у жильного плагиоклаза наблюдается волнистое угасание. Гидротермальные прожилки располагаются преимущественно под большим углом или субперпендикулярно к минеральной линейности, возникшей во время пластических деформаций.

Среди поднятых при драгировании пород встречаются образцы (П1060/29, 32, 43, 45, 46), состоящие из остроугольных обломков измененных габброидов разного размера (от 1–2 мм до 2–3 см), и представляющие собой тектонические брекчий. Пространство между обломками заполнено тонкозернистым материалом и недеформированными гидротермальными минералами.

Коричневые и зеленоватые светлоокрашенные зерна роговой обманки, актинолита и тремолита развиты по краям и трещинам клинопироксена и более раннего амфибола или полностью их

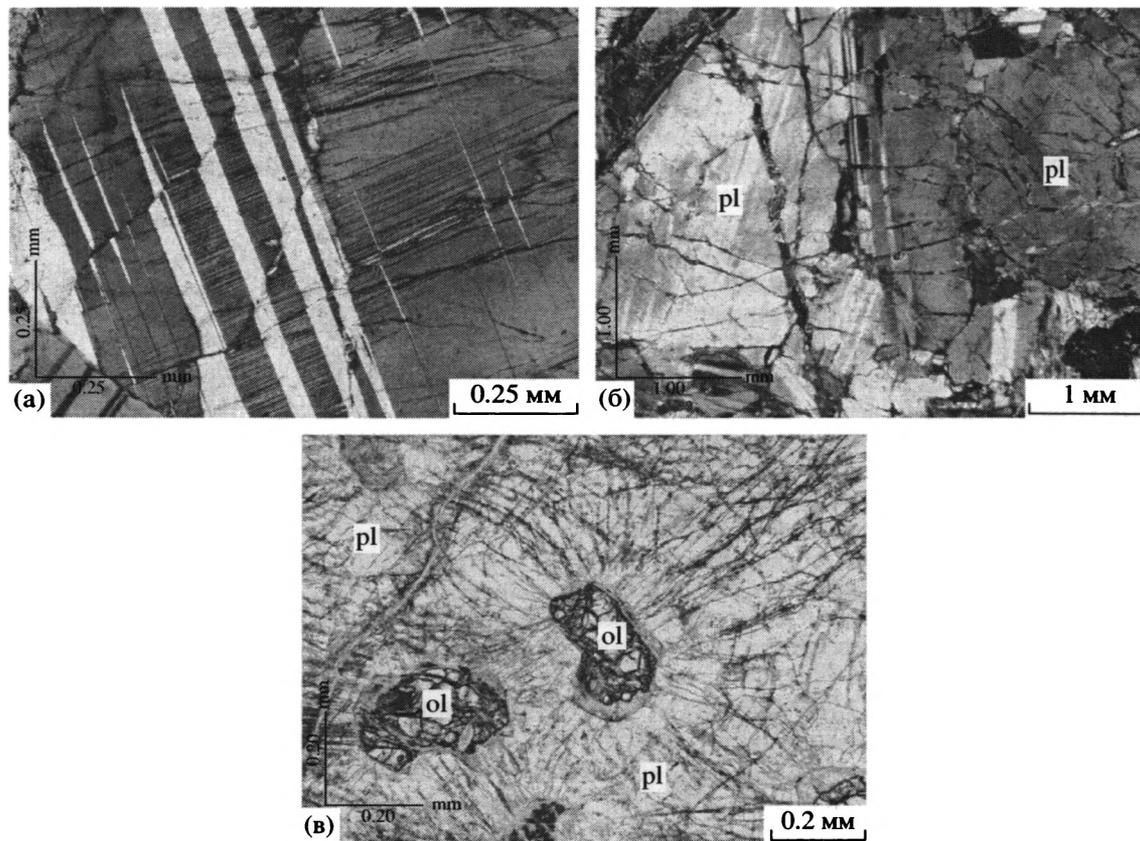


Рис. 4. Структуры хрупких деформаций габброидов. Условные обозначения см. рис. 2

а – трещины в кристалле плагиоклаза в габбро-норите. По двойникам плагиоклаза вдоль трещин видно относительное смещение; образец I1028/11; николи (+)

б – трещиноватость в кристаллах плагиоклаза (pl) в оливиновом габбро, трещины заполнены гидротермальными минералами; образец I1028/12; николи (+)

в – радиальная трещиноватость в плагиоклазе вокруг частично серпентинизированных кристаллов оливина (ol); троктолит; образец I1068/34; николи (+)

замещают. Серпентин и хлорит развиваются по зернам оливина. В троктолитах и оливиновых габбро вокруг некоторых кристаллов оливина в плагиоклазе наблюдается радиальная трещиноватость (рис. 4, в).

Иногда вдоль трещин в плагиоклазе возникают деформационные двойники или появляются неоместы размером от 0.05 до 0.1 мм.

Последовательность и этапность формирования структур

В деформированных породах мы видим лишь конечный результат деформаций, по которым можно восстановить условия последней стадии ее преобразования, об условиях более ранних стадий можно судить по реликтам структур сохранившихся среди наложенных деформаций и вторичных изменений. Каждый из структурных парагенезисов габброидов отвечает своему этапу их формирования или преобразования в определен-

ных условиях. По взаимоотношениям структур прослеживается последовательность образования этих парагенезисов.

Наиболее ранними являются магматические структуры, как расслоенного полосчатого комплекса, так и комплекса изотропных габбро. Они характеризуют магматический этап формирования габброидов.

Появление структур пластических деформаций характеризует второй этап, в котором иногда выделяются подэтапы, определяемые сменой одного структурного парагенезиса другим. Так, по структурам динамической рекристаллизации развиваются полигональные структуры, а на габброиды с крупными рекристаллизованными зернами накладываются зоны мелких неоместов.

Образование деформационных двойников и/или неоместов вдоль трещин в кристаллах и зернах плагиоклаза указывает на синхронность хрупких и пластических деформаций. Одновременное проявление хрупких и пластических де-

формаций в габброидах характеризует этап хрупко-пластического перехода.

На породы с магматическими структурами и структуры пластических деформаций довольно часто накладываются структуры хрупких деформаций, они характеризуют заключительный этап структурной эволюции габброидов – этап хрупких деформаций.

ОБСУЖДЕНИЕ

Каждый из структурных парагенезисов, выделенных в габброидах, характеризует участие механизмов и процессов, которые могли быть активны в определенном диапазоне условий и соотноствуют разным этапам структурной эволюции габброидов. Основными параметрами, влияющими на участие тех или иных механизмов, являются температура, стресс и наличие флюида [3, 25]. Изменение структурного облика габброидов служит свидетельством изменения тектоно-магматических условий их формирования и преобразования.

Механизмы формирования структур габброидов. Формирование магматических структур. Наиболее ранние структуры в габброидах возникают на магматической стадии. В габброидах расслоенного комплекса первичная линейность породобразующих минералов (см. рис. 2, а) формировалась в результате ламинарного течения не полностью затвердевшего магматического расплава, а кристаллизация пород комплекса изотропных габбро, имеющих массивную текстуру, происходила в статических условиях.

Формирование структур пластических деформаций. Структуры пластических деформаций довольно широко распространены в габброидах и несут в себе информацию о механизмах и процессах, происходящих в породе на стадии ее преобразования. Пластические деформации осуществляются за счет дислокационного скольжения и миграции атомов при воздействии на породу напряжения. Дислокационное скольжение ведет к перераспределению рассеянных дислокаций или их последовательному перемещению по множеству плоскостей кристаллической решетки деформируемых зерен, а миграция атомов происходит через кристаллическую решетку минералов и по их граням, способствует механизмам дислокационной и диффузионной ползучести [3, 11, 25]. Под дислокационной ползучестью понимается миграция дислокаций вдоль плоскостей кристаллической решетки за счет перемещения атомов и вакансий, а под диффузионной ползучестью понимают перемещение атомов и вакансий независимо от плоскостей кристаллической решетки. Рекристаллизация может осуществляться при участии механизмов, основанных, как на мигра-

ции дислокаций, так и на диффузионном переносе, она ведет к снятию напряжения в кристаллической решетке минералов при перераспределении вещества, восстановлении кристаллографической структуры и удалении из нее дефектов [3, 25]. Рекристаллизация происходит или за счет внешнего воздействия напряжения на кристаллическую решетку минералов (динамическая рекристаллизация), или за счет напряжений, накопившихся внутри кристаллической решетки при более ранней деформации (статическая рекристаллизация) [25].

Рассмотрим некоторые структуры, по которым можно судить о характере пластических деформаций. Волнистое угасание зерен породобразующих минералов является следствием изгиба их кристаллической решетки, а деформационные полосы и полосы излома образуются за счет миграции дислокаций внутри кристаллической решетки зерен. Деформационные двойники образуются благодаря локальной перегруппировке атомов, требующей более высоких напряжений, чем дислокационное скольжение [3].

Присутствие в слабдеформированных габброидах волнистого угасания, отсутствие или слабое проявление субзерновых структур и рекристаллизации говорит о том, что в формировании этих структур значительную роль принимали механизмы, основанные на дислокационном скольжении [3, 25].

Структуры частичной и полной рекристаллизации довольно разнообразны. Появление в породе необластов или извилистых неровных границ зерен характеризует перестройку структуры при динамической рекристаллизации, а появление полигональной структуры в породе свидетельствует о рекристаллизации в статических условиях [25].

Экспериментальные данные для металлов, керамики и некоторых минералов (оливин, кварц, пироксен) [18, 28] указывают, что во время устойчивого пластического течения размер необластов, образованных при динамической рекристаллизации, уменьшается по мере увеличения напряжения, независимо от температуры и степени деформации. Зависимость размера рекристаллизованных зерен плагиоклаза от стресса экспериментально не изучалась, но, по всей видимости, размер необластов плагиоклаза также может служить индикатором для определения величины относительного стресса [20]. Следует отметить, что кроме размера зерен, наблюдаются различия в форме и характере их границ, что связано с участием разных механизмов рекристаллизации, и, следовательно, с разными условиями деформации.

*Габброиды с крупными
рекристаллизованными зернами*

По данным [26], присутствие в породе синкинематических необластов разного размера является результатом участия в деформации разных механизмов динамической рекристаллизации. Более крупные из них могли формироваться за счет миграции границ между зернами или субзернами, содержащими разное количество внутрикристаллических дислокаций, а мелкие необласты возникали в порфирокластах в результате постепенной переориентации субзерен. Появление необластов происходило в участках, наиболее подверженных деформации, преимущественно вдоль деформационных полос или границ порфирокластов.

Субзерновые границы являются результатом перемещения рассеянных в кристаллической решетке дислокаций и их выстраивания в более крупные дислокации, представляющие собой границы субзерен. Образование необластов могло происходить из порфирокластов при рекристаллизации с постепенным вращением субзерен [3, 25]. Образование извилистых неровных границ происходило при рекристаллизации за счет миграции границ зерен. Границы зерен перемещались в сторону зерен с наибольшим количеством дислокаций в кристаллической решетке [25]. Присутствие извилистых неровных границ между минералами разных фаз является свидетельством активного проявления во время деформации диффузионной ползучести вдоль границ зерен [3, 25].

По [3, 25] полигональная структура образуется, главным образом, за счет выпрямления и сокращения длины границ зерен и восстановления кристаллической решетки, деформация происходит в условиях статической рекристаллизации и ведет к уменьшению в ней внутреннего напряжения. Сдвиговые напряжения в этих условиях отсутствуют, происходит изотропная деформация за счет механизмов диффузионной, в меньшей степени дислокационной, ползучести. Во время статической рекристаллизации происходит некоторое увеличение размера зерен, в то время как наиболее мелкие из них могут исчезать за счет роста более крупных, в участках развития полигональных структур порода становится равнозернистая.

*Габброиды с мелкими
рекристаллизованными зернами*

В габброидах с мелкими необластами во многих зернах плагиоклаза интенсивно рекристаллизованных пород присутствует довольно большое количество субзерновых границ. Это указывает на то, что формирование необластов происходило, главным образом, за счет дислокационной ползучести и динамической рекристаллизации

[20, 21]. Постепенный переход субзерен порфирокластов в агрегаты слегка удлиненных необластов (см. рис. 3, в) указывает на замещение порфирокластов многочисленными необластами за счет рекристаллизации с вращением субзерен.

Полигональные структуры в породах отсутствуют или очень редки, а размер образующихся при рекристаллизации зерен примерно одинаков. Это является следствием того, что контролируемая диффузией рекристаллизация с миграцией границ зерен была проявлена очень слабо [20, 26].

Вдоль узких зон развития необластов можно наблюдать относительное смещение, это свидетельствует о том, что образование мелких рекристаллизованных зерен могло происходить при пластическом течении в условиях сдвига.

Присутствующая роговая обманка в габброидах с мелкими необластами, по всей видимости, является синкинематическим образованием. Она формировалась во время пластических деформаций из присутствующего водного флюида. Мелкий размер зерен способствовал проникновению флюида вдоль границ, и влиял на усиление диффузионной подвижности компонентов, это способствовало пластическому течению породы и ускорило процесс деформации.

Милониты

Присутствие в милонитизированных габброидах порфирокластов округлой формы, отсутствие в них субзерновых структур и структур хрупких деформаций, а также присутствие у теней давления некоторых порфирокластов сигмоидальных структур (см. рис. 3, з), характеризует пластическое течение в условиях сдвига, в котором порфирокласты пассивно вращались в рекристаллизованном матрице [3, 20, 21, 25]. Отсутствие в порфирокластах субзерновых структур является следствием того, что деформация в милонитах проходила с преобладанием диффузионной ползучести, хотя дислокационная ползучесть, по всей видимости, тоже была проявлена [19, 20].

Равномернозернистая структура и хорошо выраженные признаки пассивного вращения порфирокластов свидетельствуют об участии в деформации пород механизма скольжения границ зерен, при котором деформация осуществляется за счет скольжения зерен вдоль зерновых границ [16, 19, 25]. Смещение между собой зерен амфибола, пироксенов, оливина и плагиоклаза указывает на то, что скольжение границ зерен происходило не только между зернами одного минерала, но и между зернами разных фаз.

Формирование структур хрупких деформаций. Хрупкие деформации характеризуют разнообразные трещины в габброидах и брекчированные породы.

Трещины, как правило, заполнены недеформированными гидротермальными минералами, в редких случаях у жильного плагиоклаза наблюдается волнистое угасание. Образование трещин происходило, по всей видимости, одновременно с проникновением гидротермального флюида. К хрупким деформациям, связанным с вторичными изменениями минералов, можно отнести радиальную трещиноватость в плагиоклазе, расходящуюся от кристаллов оливина (см. рис. 4, в) в троктолитах и оливиновых габбро. Образование трещин связано с увеличением объема оливина в процессе наложенной серпентинизации [1]. В гидротермальных минералах, заполняющих пространство между обломками в тектонических брекчиях, признаки деформаций также отсутствуют.

После формирования гидротермальных минералов, как в трещинах, так и в тектонических брекчиях, породы не были подвержены деформационным изменениям. Образование низкотемпературных минералов в габброидах происходило одновременно с формированием структур хрупких деформаций.

Условия формирования структур габброидов. Формирование магматической линейности породообразующих минералов (см. рис. 2, а) происходило в магматических камерах [24] в результате ламинарного течения не полностью закристаллизовавшегося магматического расплава вдоль стенок магматических камер при температуре более 1100°C. По данным [29] такое течение и ориентировка кристаллов может происходить только в случае присутствия в затвердевающей массе не менее 30% расплавленного вещества. При меньшем количестве расплава порода будет вести себя как каркас из зерен, воспринимающий динамические нагрузки и способный деформироваться как твердое тело, с формированием структур пластических деформаций.

В породах с пойкилоофитовой структурой ярко выраженный идиоморфизм плагиоклаза по отношению к клинопироксену обусловлен кинетикой кристаллизации в условиях относительно быстрого охлаждения, когда плагиоклаз обладает большей скоростью нуклеации и меньшей скоростью роста кристаллов по сравнению с клинопироксеном. Различия в кинетике кристаллизации плагиоклаза и клинопироксена усиливаются с увеличением степени переохлаждения расплава относительно равновесной температуры ликвидуса [9]. Пойкилоофитовая структура характеризует наиболее быстро охлаждающиеся участки магматической камеры, и, по всей видимости, породы с такой структурой кристаллизовались вблизи стенок магматических камер. Кристаллизация габброидов с массивными текстурами происходила в магматических камерах со статическими

условиями, признаки магматического течения в них отсутствуют.

Структуры пластически деформированных габброидов с крупными рекристаллизованными зернами возникали за счет механизмов, основанных преимущественно на дислокационной и диффузионной ползучести. Участие в рекристаллизации этих механизмов указывает на достаточно высокие температуры этого процесса. По данным [25], в мономинеральной среде плагиоклаза механизмы формирования структур, аналогичных структурам в рассматриваемых габброидах, могли происходить при температуре не ниже 500°C. Хорошо выраженное волнистое угасание и развитие субзерновых границ в мономинеральных оливиновых участках породы указывают на температуру деформации более 700°C [25]. Структуры с крупными рекристаллизованными зернами в габброидах, описанные [20, 21, 27] в скважине 735В в Индийском океане, возникали в условиях гранулитовой фации метаморфизма, что также соответствует температуре более 700°C. Присутствие небольшого количества водонасыщенного флюида в породе могло способствовать миграции границ зерен. Флюидная фаза, судя по составу амфибола, имела магматическое происхождение. Широкое развитие полигональной структуры у плагиоклаза и оливина характеризует деформацию в изотропных статических условиях или при очень низком стрессе.

В отличие от габброидов с крупными необластами, миграция границ зерен в породах с мелкими необластами была проявлена очень слабо. Диффузия в породах, по всей видимости, была затруднена, и преобладали процессы дислокационной ползучести. Это связано с тем, что деформация происходила при более низких температурах [20, 25, 26]. По данным [20, 27], аналогичные структуры с мелкими рекристаллизованными зернами в габброидах могут формироваться в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Мелкий размер рекристаллизованных зерен и отсутствие в породах полигональной структуры указывают на относительно высокую скорость деформации пород [25].

Милонитизированные габброиды характеризуют относительно высокие температуры и умеренный стресс, но с достаточно высокой скоростью и/или продолжительной по времени. По данным [16, 17, 25], маленький размер зерен в узких зонах милонитов, высокая температура и умеренный стресс способствуют участию в пластическом течении породы механизма скольжения границ зерен, а диффузионная и дислокационная ползучесть имеют второстепенное значение, при этом скорость деформации, независимо от стресса, становится выше. Присутствующий между зернами породообразующих минералов флюид

способствует усилению процессов деформации. Формирование милонитов за счет механизма скольжения границ зерен обеспечивает суперпластическую деформацию пород [16, 19]. Такие деформации происходят в тонкозернистых равнозернистых породах при наиболее высоких скоростях деформации, ориентировка зерен и преобладающая ориентация кристаллической решетки минералов при этом не образуется [25].

Формирование структур слабдеформированных габброидов происходило преимущественно за счет дислокационного скольжения. В небольшой степени принимали участие хрупкие деформации. Отсутствие субзерновых структур указывает на то, что механизм дислокационной ползучести при этом не был задействован или был проявлен очень слабо. В мономинеральной среде плагиоклаза, по [25], такие структуры могли быть образованы при температуре 300–400°C. Одновременное появление в породах структур хрупких и пластических деформаций могло происходить в температурном диапазоне 250–350°C [3].

По сравнению с пластическими, хрупкие деформации характеризуют более низкую температуру и более высокий стресс, но как видно из описания структур, пластические и хрупкие деформации не являются взаимоисключающими и формируются в условиях хрупко-пластического перехода. По данным [25], в мономинеральной среде плагиоклаза структуры хрупких деформаций и катакластического течения возникают при температуре до 300°C. По данным, приведенным в [3], брекчии с неупорядоченной текстурой и катаклазиты могут формироваться при температуре до 250–350°C.

Относительное смещение вдоль трещин и зон развития мелких необластов, сигмоидальные структуры вращения порфирокластов в милонитах, зеркала скольжения на поверхности многих, поднятых при драгировании образцов, являющиеся структурными признаками пластического и хрупкого течения пород в условиях простого сдвига.

Изменение условий формирования структур габброидов. Структуры габброидов в районе разлома Сьерра-Леоне очень разнообразны и каждая из них характеризует определенные условия формирования или преобразования пород. Изменение структур согласуется с появлением синкинематических образований, указывающих на постепенное уменьшение температуры и увеличение стресса, а также указывает на увеличение влияния водного флюида. Структурно-вещественные изменения происходили в условиях регрессивного метаморфизма, что связано с выведением пород в верхние горизонты коры. Большинство структур габброидов были сформированы в условиях течения, присутствуют структуры вяз-

кого (магматического), твердо-пластического и катакластического течения.

Выделяется несколько структурных парагенезов, последовательно сменяющих друг друга и характеризующих разные этапы формирования и преобразования габброидов от начала их кристаллизации до полного выведения на поверхность дна океана. После завершения кристаллизации габброидов, в большинстве из них в условиях пластических деформаций были сформированы крупные необласты, рекристаллизация происходила при высоких температурах и относительно низком стрессе. Мелкие необласты формировались на следующем этапе деформаций, при более низких температурах и относительно высоком стрессе. При дальнейшем уменьшении температуры и увеличении стресса пластические деформации сменялись хрупкими.

Кристаллизация большинства габброидов происходила в крупных, глубоко расположенных магматических камерах в течение длительного времени без существенного воздействия на них тектонических процессов [7].

После кристаллизации большинство габброидов были подвержены твердо-пластическим деформациям, которые происходили при более низких, постепенно понижающихся температурах (1100–250°C) и при увеличении воздействия гидротермального водонасыщенного флюида. Пластические деформации могли начаться еще в этап кристаллизации породы при присутствии до 30% магматического расплава [29].

Пластические деформации в габброидах происходили как при относительно высоких, так и относительно низких температурах, что отражает соответствующие структуры.

Во время деформации габброидов при высоких температурах, возникали структуры с крупными рекристаллизованными зернами. В формировании структур принимали участие механизмы диффузионной и дислокационной ползучести, рекристаллизация происходила как с миграцией границ зерен, так и с вращением субзерен. Деформационные структуры формировались в условиях динамической рекристаллизации, за счет внешних напряжений, а также при статической рекристаллизации, за счет напряжений внутри кристаллической решетки минералов, возникших в период динамического воздействия на породу.

Высокотемпературные условия пластических деформаций, по всей видимости, соответствовали гранулитовой фации метаморфизма, деформация минералов контролировалась, главным образом, процессами диффузии, наиболее активной лишь при высоких температурах. Формирование структур происходило преимущественно без участия или при слабом влиянии водного флюида преимущественно магматического происхождения.

Образование милонитов ведет к концентрации деформаций в узких линейных зонах и к увеличению скорости деформации независимо от стресса.

По мере уменьшения температур происходило резкое изменение деформационных структур в габброидах. В отличие от высокотемпературных деформаций, при рекристаллизации возникали необласты маленького размера. Формирование структур происходило, главным образом, при рекристаллизации с вращением субзерен, за счет механизмов дислокационного скольжения и дислокационной ползучести. Диффузионная подвижность в породе была затруднена и проявлена очень слабо. На изменение структур габброидов активно влиял флюид морской воды, проникающий по ослабленным зонам и способствовавший усилению пластических свойств пород.

На заключительном этапе структурной эволюции, габброиды были подвержены хрупким деформациям. На этом этапе, в условиях катакlastического течения вещества при низких температурах (ниже 350°C) и относительно высоком стрессе в габброидах возникали трещины, зоны брекчирования. Синкинематическое появление структур хрупких и пластических деформаций происходило в температурном диапазоне примерно 250–350°C.

Деформации в габброидах происходили в разных условиях, соответствующих разным глубинным уровням. На более глубоких уровнях при высоких температурах и относительно низком стрессе, в результате пластических деформаций возникали структуры с крупными рекристаллизованными зернами. Мелкие необласты в габброидах были сформированы на более высоких уровнях, при меньших температурах, более высоком стрессе и воздействии водного флюида, проникающего по ослабленным зонам с поверхности. Хрупкие деформации и катакlastическое течение происходило в ослабленных зонах самых верхних приповерхностных частей коры при наиболее высоком стрессе и низких температурах.

Милонитизированные и интенсивно деформированные габброиды, образованные в условиях пластического и хрупкого течения, характеризуют условия активных тектонических зон, представляющих собой разрывные нарушения в коре. Об их относительной глубине можно судить по характеру пластических деформаций. Тектонически активные зоны разделяли более стабильные блоки, сложенные слабо деформированными или недеформированными породами. Выведение габброидов к поверхности дна океана происходило за счет сдвиговых движений вдоль разрывных нарушений. В большинстве случаев в габброидах присутствуют структуры статической рекристаллизации, что говорит об уменьшении интенсивно-

сти деформаций в тектонически активных зонах при еще достаточно высокой температуре.

ВЫВОДЫ

1. При микротектонических исследованиях в габброидах района Сьерра-Леоне выделены структурные парагенезисы, характеризующие эволюцию пород на магматической стадии и на стадии пластических и хрупких деформаций.

По первичным магматическим структурам и текстурам выделены породы комплекса расслоенных габбро и комплекса изотропных габбро. Для первых характерна магматическая линейность и присутствие ойокристов клинопироксена с пойкилоофитовой структурой. Массивные габброиды имеют габбровую и офитовую структуру.

По присутствию структур пластических деформаций выделены слабдеформированные, частично и полностью рекристаллизованные и милонитизированные габброиды. Для рекристаллизованных характерно присутствие пород с крупными и мелкими необластами. Среди первых довольно широко развиты полигональные структуры.

2. Каждый структурный парагенезис в габброидах отвечает своему этапу формирования структур. По взаимоотношениям структур прослеживается последовательность и этапность их образования. В наиболее раннем этапе происходит формирование магматических структур. Второй этап характеризуется появлением структур пластических деформаций. На следующем третьем этапе происходит синхронное формирование структур хрупких и пластических деформаций, этот этап определяется хрупко-пластическим переходом. Заключительный этап формирования структур габброидов характеризуется появлением структур хрупких деформаций.

В этапе пластических деформаций по структурным парагенезисам выделяются отдельные подэтапы, так подэтап динамической рекристаллизации габброидов предшествует подэтапу статической габброидизации, а подэтап формирования крупных необластов предшествует подэтапу образования мелких необластов.

3. Формирование габброидов полосчатого комплекса с магматической линейностью происходило в условиях вязкого ламинарного течения не до конца застывшего магматического расплава вдоль стенок магматических камер. Образование магматической линейности могло происходить в присутствии не менее 30% расплава. Массивные габброиды кристаллизовались в статических условиях.

Структуры пластических деформаций возникли в габброидах при температурах от 1100 до 250°C в условиях твердо-пластического течения.

Крупные рекристаллизованные зерна в породах формировались за счет диффузионной и дис-

локационной ползучести в кристаллической решетке минералов при относительно высоких температурах, соответствующих гранулитовой фации, низком стрессе и незначительном влиянии водного флюида, преимущественно магматического происхождения. Деформации происходили за счет механизмов рекристаллизации с миграцией границ зерен и с вращением субзерен. В статических условиях или очень низком стрессе за счет выпрямления и сокращения длины границ зерен появлялись полигональные структуры.

Мелкие необласты в габброидах появлялись преимущественно за счет дислокационного скольжения и дислокационной ползучести. Деформации происходили при рекристаллизации с вращением субзерен, при относительно низких температурах, соответствующих амфиболитовой фации, при высоком стрессе и влиянии водного флюида, проникающего по ослабленным зонам с поверхности.

Структуры хрупких деформаций появлялись в габброидах при температурах ниже 350°C и высоком стрессе за счет дробления и катакластического течения пород.

4. В формировании структур габброидов прослеживаются признаки регрессивного метаморфизма, характеризующие постепенное понижение температуры, увеличения стресса и влияния водного флюида в процессе поднятия пород к поверхности. По характеру деформационных структур можно судить об относительной глубине структурных изменений пород. Крупные необласты в габброидах образуются при рекристаллизации на больших глубинах, структуры габброидов с мелкими необластами формируются ближе к поверхности, хрупкие деформации происходят в самых верхних горизонтах коры. Породы выводились к поверхности за счет пластического и катакластического течения пород вдоль разрывных нарушений, развивающихся преимущественно в условиях простого сдвига.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 03-05-06451, № 03-05-64159), конкурса-экспертизы № 7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Академия наук СССР, 1956. 480 с.
2. *Кепежинская П.К., Разницин Ю.Н., Дмитриев Д.А.* Состав и возраст неспрединговых блоков в зоне разлома Долдрам // Строение зоны разлома Долдрам: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1991. С. 151–182.
3. *Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.
4. *Пейве А.А.* Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 278 с.
5. *Пейве А.А.* “Сухой” спрединг океанической коры, тектоно-геодинамические аспекты // Геотектоника. 2005 (В печати).
6. *Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Чиприани А., Лиджи М., Мазарович А.О., Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Савельева Г.Н., Симонов В.А., Сколотнев С.Г., Соколов С.Ю., Турко Н.Н.* Особенности строения района разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 803–806.
7. *Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А.* Тектоника и формирование океанической коры в области “сухого” спрединга Центральной Атлантики (7°10′–5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
8. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Учебник / Афанасьева М.А., Бардина Н.Ю., Богатиков О.А. и др. М.: Логос, 2001. 768 с.
9. *Пуцаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницин Ю.Н., Пейве А.А., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н.* Новые данные о строении и вещественном составе пород районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 75–79.
10. *Пуцаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Цуканов Н.В., Ляпунов С.М., Шарков Е.В., Мочалов А.Г., Столяров М.И., Кринов Д.И., Раздолина Н.В., Чиприани А.* Массивная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сьерра-Леоне в связи с особенностями его геологического строения // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 1. С. 83–88.
11. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Пластическое течение ультрабазитов и габбро альпинотипных массивов // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 147–171.
12. *Силантьев С.А.* Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13°–17° с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 381–421.
13. *Сколотнев С.Г.* Габброиды разломной зоны Вима: структуры, состав и тектоническое положение // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 35–52.
14. *Сколотнев С.Г., Шарков Е.В., Ескин А.Е., Пейве А.А., Савельева Г.Н.* Габброиды и кислые интрузивные породы Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Сьерра-Леоне: состав, структура, геологическое положение // Петрология. 2005 (В печати).
15. *Щербаков С.А.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 119 с.
16. *Behrman J.H., Mainprice D.* Deformation mechanisms in high-temperature quartz-feldspar mylonites: evidence for superplastic flow in the lower continental crust // Tectonophysics. 1987. Vol. 140. P. 297–305.

17. *Benn K., Allard B.* Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros // *J. Petrology*. 1989. Vol. 30. Part 4. P. 925–946.
18. *Bird J.A., Mukherjee A.K., Dorn J.F.* Correlations between high-temperature creep behaviour and structure // Eds. Brandon D.G., Rosen R. *Quantitative Relation Between Properties and Microstructure*: Haifa, Israel, 1969. P. 255–342.
19. *Boullier A.M., Gueguen Y.* SP-mylonites: Origin of some mylonites by superplastic flow // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1975. Vol. 50. № 2. P. 93–104.
20. *Cannat M.* Plastic deformation at an oceanic spreading ridge: a microstructural study of the site 735 gabbros (southwest Indian Ocean) // *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1991. Vol. 118. P. 399–408.
21. *Cannat M., Mevel C., Stakes D.* Normal ductile shear zones at an oceanic spreading ridge: tectonic evolution of Site 735 gabbros (southwest Indian Ocean) // *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1991. Vol. 118. P. 415–429.
22. *Dick H.J., Thompson G., Bryan W.B.* Low angle faulting and steady state emplacement of plutonic rocks at ridge-transform intersections // *EOS. Trans. American Geophys. Union*. 1981. Vol. 62. P. 406.
23. *Nicolas A.* Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros // *J. Petrology*. 1992. Vol. 33. Part 4. P. 891–915.
24. *Nicolas A., Freyrier Cl., Godard M., Vauchez A.* Magma chambers at oceanic ridges: How large? // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 53–56.
25. *Passchier C.W., Trouw R.A.J.* *Microtectonics*. Springer, 1996. 289 p.
26. *Poirier J-P., Guillope M.* Deformation-induced recrystallisation of minerals // *Bill. Mineral.* 1979. V. 102. P. 67–74.
27. *Stakes D., Mevel C., Cannat M., Chaput T.* Metamorphic stratigraphy of hole 735B // *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1991. Vol. 118. P. 153–180.
28. *Twiss R.J.* Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer // *Pure Appl. Geophys.* 1977. Vol. 115. P. 227–244.
29. *Van der Molen I., Paterson M.S.* Experimental deformation of partially melted granite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. Vol. 70. № 3. P. 299–318.

Microtectonics of Gabbroids in the Mid-Atlantic Ridge off Sierra Leone from 5° to 7° N

A. E. Yeskin

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
e-mail: artye@yandex.ru

Abstract—The structure of gabbroic rocks from the Mid-Atlantic Ridge from 5° to 7°10' N (Sierra Leone Non-transform Offset Zone) is considered. This paper is based on the materials obtained from dredging during several cruises of the Russian research vessels in 2000–2003. The structural assemblages characterizing evolution of gabbroids at the magmatic stage and at stages of ductile deformation and brittle failure are recognized. Undeformed, slightly deformed, partially and completely recrystallized, and mylonitized gabbroids are distinguished by their structural features. Large and small neoblasts corresponding to various conditions of rock transformation occur in recrystallized gabbroic rocks. Gabbroids of the banded complex that reveal magmatic lineation were formed under conditions of viscous laminar flow of an incompletely solidified magmatic melt along the walls of magma chambers. Massive gabbroic rocks crystallized under static conditions. The large neoblasts grew in the process of recrystallization owing to the diffusion and dislocation creep in the crystal lattice of minerals. The small neoblasts largely arose as a result of dislocation gliding and dislocation creep. The structure evolution of gabbroids bears indications of retrograde metamorphism under gradually falling temperature, increasing stress, and the effect of hydrothermal fluid during the uplift of basic rocks. The large neoblasts in gabbroids originate at a great depth and the small neoblasts appear nearer to the surface, while brittle failure occurred in the uppermost crust. The gabbroic rocks rose up owing to the ductile and cataclastic flow along the faults that developed mainly under conditions of simple shear.

38-ое ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА ПРИ ОНЗ РАН

© 2005 г. Ю. В. Карякин

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 29.03.2005 г.

Очередное 38-ое Тектоническое совещание “Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых” было проведено Межведомственным тектоническим комитетом при ОНЗ РАН в период с 1 по 4 февраля 2005 г. В организации совещания принимали участие Геологический институт РАН и Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова. В работе совещания участвовало более 300 ученых России и стран СНГ.

Совещание открыл председатель Комитета, академик Ю.Г. Леонов. Затем были заслушаны выступления декана Геологического факультета, члена-корреспондента РАН Д.Ю. Пуцаровского и почетного председателя Комитета, академика Ю.М. Пуцаровского.

На пленарных заседаниях заслушано 22 доклада.

В обобщающем докладе В.Е. Хаина “Планета Земля: основные черты структуры, динамики и эволюции – глобальный аспект” было подчеркнуто, что особое значение в динамике Земли принадлежит тектонике литосферных плит, порождаемой внутренним разогревом Земли и ее внешним охлаждением. В кинематике плит и плане конвекции в астеносфере определяющая роль принадлежит континентам с их глубокими корнями. Теория тектоники плит продолжает вызывать определенную критику, но реальность спрединга, субдукции и перемещения по трансформным разломам не подлежит сомнению, а действительно уязвимые положения тектоники плит касаются их диффузных границ и не абсолютной их жесткости и монолитности. Однако это не может служить основанием для отказа от самой этой теории. Вместе с тем при рассмотрении глобальной геодинамики нельзя не учитывать роли ротационного и космического факторов. С изменением скорости осевого вращения происходит перестройка фигуры Земли, вызывающая образование регматической сети разломов и трещин.

Р.Г. Гарецкий и А.К. Добролюбов представили доклад: “Приливные дискретно-волновые движения и дрейф континентов”. Такие движения возникают под действием приливных сил Луны и Солнца. Им принадлежит ведущая роль в гори-

зонтальном движении континентов, вообще блоков и плит литосферы.

Фундаментальные и прикладные аспекты металлогенического анализа основных типов тектонических сооружений России были отражены в докладе Г.С. Гусева, А.А. Головина, В.А. Килипко, Н.В. Межеловского, А.Ф. Морозова и Д.В. Рундквиста. Авторами рассмотрены ансамбли металлогенических объектов глобального, трансрегионального, регионального и территориального рангов с известными и прогнозируемыми рудно-формационными, структурно-вещественными и геодинамическими характеристиками. Впервые выделены Восточно-Европейско-Баренцевская и Восточно-Сибирская платформенные металлогенические мегапровинции, определены границы сегментов Урало-Охотского, Средиземноморского, Арктического и Западно-Тихоокеанского металлогенических поясов, Центрально-арктической и Тихоокеанской океанических мегапровинций.

Модель формирования углеводородных залежей в теле кристаллического цоколя платформ предложена М.Г. Леоновым. В результате сложной и многоэтапной вторичной структурной переработки горных масс в фундаменте платформ зарождаются и развиваются долгоживущие положительные морфоструктуры, с дезинтегрированными кристаллическими породами в ядре и осадочными отложениями на крыльях и покрывке. Породы ядер являются областями перепада давления, декомпрессии и всасывания, а осадочные породы чехла находятся в условиях сжатия и повышенного флюидного давления. За счет этого осуществляется переток углеводородов из чехла в разуплотненные кристаллические породы фундамента, где они и образуют более или менее крупные скопления.

На секционных заседаниях сделано более 40 докладов.

Новый вариант интерпретации докембрийских орогенических поясов предложен Н.А. Божко. Помимо известных коллизионных, аккреционных и аккреционно-коллизионных поясов автор особо выделил тип гиперколлизионных (гранулитовых) орогенических поясов, сформирова-

рованных в результате гиперколлизии континентов и континентальных фрагментов (по гималайскому типу) в процессе агломерации суперконтинентов, приводящей к тектоническому переутолщению коры и ее переработке высокobarическим гранулитовым метаморфизмом. По заключению автора, пояса всех типов, кроме аккреционного, являются “внутри суперконтинентальными”, тогда как аккреционные орогены формируются по краям суперконтинентов, завершая их агломерацию.

Результатам изучения глубинного строения Восточно-Европейского кратона на основе сейсморазведочных данных МОГТ вдоль геотраверса 1-ЕВ был посвящен доклад М.В. Минца, И.Б. Филипповой, А.К. Сулейманова, Н.Г. Заможней, В.М. Ступака, П.С. Бабаянца, Ю.И. Блоха и А.А. Трусова. Показано, что одним из главных элементов строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона является впервые выделенный протяженный палеопротерозойский внутриконтинентальный коллизионный ороген, названный авторами “Беломорско-Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийским”.

А.Н. Диденко, В.Ю. Водовозов, Д.П. Гладко-чуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов, Е.В. Биби-кова, Т.И. Кирнозова и И.К. Козаков в докладе “Сибирский кратон в раннем протерозое: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные” весьма успешно совместили палеомагнитные и геохронологические данные. Корректная оценка полученной ими информации позволила предложить два варианта перемещений Сибирского кратона в интервале 1.9–1.7 млрд. лет назад и оценить на этой основе правдоподобие существующих гипотез формирования палеопротерозойских суперконтинентов.

Новые геохронологические и Nd, и Pb–Pb изотопные исследования гранитоидов и метаморфических пород позднерифейской континентальной коры подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии рассмотрены И.К. Козаковым, В.И. Коваленко и В.В. Ярмолюком. Опираясь на эти данные, авторы предложили существенный пересмотр некоторых устоявшихся представлений о ранних этапах формирования коры Центральноазиатского региона, что вызвало возражения ряда слушателей. Согласно результатам изотопных исследований, раннедокембрийские образования в значительно меньшей степени, чем предполагалось ранее, участвуют в строении не только подвижных поясов, но и “древних” микроконтинентов региона. Главная же роль в формировании допалеозойской коры принадлежала рифейским и, особенно, позднерифейским образованиям.

В докладе С.Ю. Колодяжного “Модель формирования Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии (юго-восточная часть Беломорско-Лапландского пояса Балтийского щита)” предложено

на еще одна (по отношению к многочисленным уже существующим) модель палеопротерозойской эволюции Беломорско-Лапландского пояса. По оценке автора, заключительные коллизионные процессы развивались “преимущественно в глубинных условиях за счет скучивания пластифицированных ниже-среднекоревых геомасс. Верхняя кора реагировала на эти процессы “анорогенными” явлениями, обуславливающими ее общее утонение и тектоническую эрозию.

Особенности позднепалеозойско-мезозойской тектоники обширного региона Центральной Азии – от Южного Урала до Северо-Китайского континента проанализированы М.М. Бусловым и И. Де Граве. Авторами показано, что на границе позднего карбона–перми, после закрытия Палеоазиатского океана, произошла коллизия Казахстанского, Сибирского и Восточно-Европейского континентов. При этом Сибирский континент вращался по часовой стрелке, а Казахстанский был подвержен интенсивным, преимущественно сдвиговым деформациям. Новые данные треккового анализа свидетельствуют о крупном этапе орогении в позднетриасовое–раннемеловое время.

М.Л. Сомин представил убедительные свидетельства в пользу тектонического (надвигового) контакта среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса Большого Кавказа с подстилающими высокobarическими среднетемпературными метаморфитами кристалликума: выполненные U–Pb датировки по цирконам показали их разновозрастность с перекрывающим комплексом.

Анализу тектонической эволюции центральной части Урало-Монгольского складчатого пояса в палеозое на основе новых палеомагнитных данных, полученных на Северном Тянь-Шане и в Казахстане (Чингизская дуга), был посвящен доклад Н.М. Левашовой, К.Е. Дегтярева, М.Л. Баженова и Р. Ван дер Во. Новые результаты подтверждают предположение А. Шенгера и Б.А. Натальина (1996) о существовании в раннем палеозое крупной линейной островодужной системы (Кипчакская дуга), которая, начиная с девона, подверглась интенсивным сдвиговым деформациям.

Новые возможности изучения вулканических образований Охотско-Чукотского пояса путем высокоточных Ar/Ar и U–Pb датировок пород продемонстрированы П.Л. Тихомировым, В.В. Акиным, В.О. Исполатовым, П. Александровым, И.Ю. Черепановым и В.В. Загоскиным. При общем альб-кампанском возрасте этого субдукционного пояса обнаруживается локальное накопление мощных вулканических толщ за короткие отрезки времени в сочетании с миграцией вулканизма и, по-видимому, длительными перерывами вулканической активности.

Основные черты тектоники фундамента западной половины Западно-Сибирского мегабассейна

рассмотрены в докладе К.С. Иванова, Ю.Н. Федорова, В.В. Кормильцева, М.Ф. Печеркина и С.Г. Захарова. Наиболее детально картирование фундамента было проведено в Шаимском районе (масштаб 1 : 200000); при этом была выявлена система крупных региональных правых сдвигов запад-северо-западного простирания. Показано, что эта система сдвигов была образована в основном в начале триаса (но движения по ним неоднократно происходили до палеогена), вероятно, в результате того самого субширотного растяжения региона и опускания его северных частей, которое сформировало сначала систему триасовых грабенов Западной Сибири, заполняемых вулканогенными и терригенно-вулканогенными толщами, а затем и весь Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн.

Доклад Ю.М. Пушаровского, А.О. Мазаровича и С.Г. Сколотнева “Неотектоника океанского дна” был посвящен результатам геолого-геофизических исследований Центральной Атлантики, позволивших выявить тектонические деформации эпохи неотектонического развития Земли. В докладе охарактеризованы неотектонические деформации в зонах трансформных разломов, в гребневой полосе Срединно-Атлантического хребта и в осадочном чехле глубоководных впадин. Молодые деформации представлены пологоскладчатыми формами, горстовидными структурами разных масштабов, диапироподобными образованиями и разломами. Выделяются три рубежа активизации: средний эоцен (45–50 млн. лет тому назад), миоцен (20–25 млн. лет) и поздний кварталер (2–3 млн. лет).

Анализ данных многолучевого эхолотирования, НСП, спутниковой альтиметрии, а также геологических данных по Атлантическому океану был проведен А.О. Мазаровичем и С.Ю. Соколовым. Показано, что океаническая кора Атлантического океана претерпела интенсивную структурную неотектоническую эволюцию после ее образования. Развитие деформаций происходило вдоль определенных азимутов. Наиболее выражены деформации субмеридионального простирания. Впервые выделена система разломов северо-западного простирания, секущая срединно-океанический хребет и трансформные разломы.

На Молодежной секции, третий год успешно работающей в рамках Межведомственного тектонического комитета, было представлено 10 устных докладов.

Среди них следует отметить доклад А.В. Соловьева и М.Н. Шапиро о тектонической эволюции Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования циркона из терригенных пород, на основе чего были сделаны выводы о возрасте пород, времени, продолжительности и характере процессов субдукции в данном регионе. В докладе В.Е. Вержбицкого были представлены новые данные о тектонике восточной части Лаптевоморского региона на основе мезоструктурных исследований в районе о-ва Бельковский. Полученные данные и их сопоставление с результатами других исследователей позволили автору предложить модель меловой – кайнозойской тектонической эволюции изученного региона. Все доклады выполнены на высоком научном уровне, большинство из них в виде компьютерной презентации. К совещанию были изданы тезисы общим объемом 56 авторских листов.

На стендовой сессии постерные доклады представили более 50 ученых.

В решении совещания отмечено, что большинство заслушанных докладов представляют собой результаты исследований, выполненных на мировом уровне. Львиная доля новых исследований, результаты которых представлены на совещании, были получены при финансовой поддержке РФФИ, что нашло отражение в Материалах совещания. В целом совещание было проведено на высоком научно-организационном уровне, чему способствовала финансовая поддержка РФФИ, Геологического института РАН, Геологического факультета МГУ, Федеральной целевой программы “Интеграция” и Программы Президиума РАН “Поддержка молодых ученых”. Совещание рекомендовало опубликовать наиболее яркие доклады в журнале “Геотектоника” (по представлению Оргкомитета МТК). Очередное 39-ое Совещание намечено провести в г. Москве в феврале 2006 г. Рабочее название “Тектоника подвижных зон Земли”. Предполагаемое время проведения Совещания 31.01.06–03.02.06 г.

ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ “ГЕОТЕКТОНИКА”

1. Работа должна быть представлена на русском или английском языках. Объем статей не должен превышать 32 страниц, включая текст, список литературы и иллюстрации.

2. Текст рукописи представляется в трех экземплярах, рисунки и фотографии – в трех экземплярах.

3. Конструкция статьи. Статья должна содержать следующие элементы:

а) Заглавие.

б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.

в) Резюме, в котором должны быть изложены главные выводы. Размер резюме – не менее 200 и не более 400 слов.

г) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.

д) Описание метода исследования (если он не стандартен) и фактического материала. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками.

е) Результаты исследования и их обсуждение.

ж) Заключение.

з) Список цитированной литературы.

и) Таблицы (на отдельных страницах).

к) Подписи к рисункам (с новой страницы).

4. Первый экземпляр текста статьи должен быть подписан авторами. На отдельном листе необходимо указать фамилию, почтовый адрес, номера телефона и телекса автора, с которым редакция будет поддерживать связь.

5. Требования к тексту рукописи.

а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля 4 см, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере шрифтом № 12. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.

б) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

в) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. В случае приведения в списке литературы иностранных монографий и статей из сборников, переведенных на русский язык и изданных в России, необходимо после русского названия и фамилий авторов повторить оригинальное название научного труда и фамилий его авторов на иностранном языке. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г) Обозначения греческими буквами и формулы вписываются черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.

6. Требования к рисункам.

а) Рисунки должны быть четкими, вычерчены черной тушью или хорошо отпечатаны на черно-белом принтере.

б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть хорошего качества и отпечатаны на глянцева́й бумаге.

в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований и положение других рисунков.

г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показывать географические координаты. Сейсмические профили должны иметь вертикальный масштаб в километрах.

д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить все упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е) Максимальный размер рисунка в журнале 17×23 см. Можно представить рисунки (до 60 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; нагрузка на рисунках должна допускать уменьшение до указанного выше размера.

ж) На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

з) В тексте обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.

7. К рукописи необходимо приложить на отдельном листе, отпечатанными в одном экземпляре:

а) Расшифровку аббревиатур – как русских, так иноязычных.

б) В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи; адреса иностранных соавторов; названия иностранных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.); малоизвестные иностранные географические названия; фамилии иностранных исследователей, которые упомянуты в тексте без библиографической ссылки.

в) На английском языке: желательный автору перевод терминов, имеющих несколько английских эквивалентов, перевод новых терминов.

г) На русском языке в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические подразделения и другие геологические объекты (например: Тундровка – тундровская свита, Иваново – Ивановский разлом).

8. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией.

9. Авторы получают 5 оттисков опубликованной статьи.

Сдано в набор 04.04.2005 г.

Подписано к печати 08.06.2005 г.

Формат бумаги $60 \times 88^{1/8}$

Цифровая печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 3.9 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 319 экз.

Зак. 384

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки Российского минералогического общества
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Математические заметки
 Математический сборник
 Математическое моделирование
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
 Микология и фитопатология
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Наука в России
 Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 США. Канада. Экономика - политика - культура
 Теоретическая и математическая физика
 Теоретические основы химической технологии*
 Теория вероятностей и ее применение
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
 Успехи математических наук
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Функциональный анализ и его применение
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*