

ISSN 0016-853X

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2004



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



“НАУКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 2004 Ноябрь–Декабрь

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. Пуцаровский

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь),
В.А. Верниковский, 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), Ю.Г. Леонов,
Е.Е. Милановский, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора),
А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, М.Н. Шапиро,
В.Н. Шолпо, 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
Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, A.A. Mossakovsky (Coeditor),
A.S. Perfilyev, S.V. Ruzhentsev, M.N. Shapiro, A.A. Shchipanskii, V.N. Sholpo,
V.A. Vernikovskii, 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 6, 2004

“Сухой” спрединг океанической коры, тектоно-геодинамические аспекты <i>А. А. Пейве</i>	3
Спрединг и рифтогенез – изотопно-гелиевая специфика <i>Б. Г. Поляк</i>	19
О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении <i>В. Я. Кабаньков, И. А. Андреева, В. Н. Иванов, В. И. Петрова</i>	33
Строение фундамента Евразийского бассейна и центральных хребтов Северного Ледовитого океана <i>А. Л. Пискарев</i>	49
Кайнозойские структуры растяжения в континентальном обрамлении Японского моря <i>Н. И. Филатова</i>	67

Хроника

К 70-летию Юрия Георгиевича Леонова	89
Памяти Андрея Степановича Перфильева (1932–2004)	92
Виктор Николаевич Шолпо (1931–2004)	93
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2004 год	95

Contents

No. 6, 2004

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

Dry Spreading of the Oceanic Crust: Tectono-Geodynamic Aspects <i>A. A. Peive</i>	3
Spreading and Rifting: Specific Character of Helium Isotopic Compositions <i>B. G. Polyak</i>	19
Geotectonic Nature of the Central Arctic Morphostructures and Geological Implications of Bottom Sediments for Its Interpretation <i>V. Ya. Kaban'kov, I. A. Andreeva, V. N. Ivanov, and V. I. Petrova</i>	33
The Basement Structure of the Eurasia Basin and Central Ridges in the Arctic Ocean <i>A. L. Piskarev</i>	49
Cenozoic Extension Structures in the Continental Framework of the Japan Sea <i>N. I. Filatova</i>	67

Chronicle

Yurii Georgievich Leonov (On his 70th Birthday)	89
In Memory of Andrei Stepanovich Perfil'ev (1932–2004)	92
Viktor Nikolaevich Sholpo (1931–2004)	93
Author Index, 2004	95

Сдано в набор 06.08.2004 г.

Подписано к печати 28.09.2004 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 3.8 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 310 экз.

Зак. 8772

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

УДК 552.3(263)

“СУХОЙ” СПРЕДИНГ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ, ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

© 2004 г. А. А. Пейве

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

Поступила в редакцию 27.01.2004 г.

В статье рассматриваются океанические структуры, преимущественно рифтовые зоны САХ, где на поверхность выведены глубинные мантийные и нижнекоровые породы. Эти зоны сложного строения, где не формируется нормальный стратифицированный разрез океанической коры, получили название областей “сухого” спрединга. Разбираются возможные механизмы и модели формирования таких структур. Показано, что в областях развития процессов сухого спрединга объем расплава, достигающих коры, гораздо меньше, чем необходимо для формирования стратифицированного разреза. Растяжение ранее сформированной литосферы сопровождается формированием многочисленных наклонных разломных зон, по которым блоки литосферы смещаются, разворачиваются и деформируются. Одновременный подъем мантийных пород приводит к сложному сочетанию разновременных и разнонаправленных полей напряжений, сопровождаемых образованием зон деформаций. При этом образуется кора, состоящая из тектонически разобщенных, деформированных и перемешанных блоков различных пород. Степень этого хаоса максимальна вблизи разломных зон. В рифтовых зонах молодые лавы частично перекрывают сложные структурные соотношения между породами. Показано, что нестратифицированная кора не является случайным феноменом, а составляет значительную часть структур Атлантики.

Вопрос о характере и механизме образования разреза океанической коры, формирующегося в пределах срединно-океанических хребтов, является ключевым для понимания особенностей строения и эволюции как современных океанических бассейнов, так и их аналогов, выведенных в результате коллизионных процессов в пределы современных континентов в виде офиолитовых массивов.

Наиболее распространенной точкой зрения являются представления, что океаническая кора формируется в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и составляет закономерную последовательность из стратифицированных слоев, сложенных сверху вниз: базальтами, комплексом параллельных даек, изотропными габбро и полосчатым габбро-ультрабазитовым комплексом [34]. Разрез лежит на реститовых мантийных ультрабазитах. Такая последовательность считается эталонной для океанической коры и верхней мантии. Допускается, что отдельные члены разреза могут варьировать по мощности, вплоть до полного выклинивания. Существовала и другая точка зрения, развивавшаяся Г. Хессом в 60-е годы и не получившая широкого распространения [27]. Согласно его представлениям, океаническая кора в значительной степени сложена серпентинизированными перидотитами и серпентинитами. Последние трактовались как продукты кристаллизации водной перидотитовой магмы, где серпентин являлся позднематическим минералом.

Изучение офиолитовых массивов континентов показало, что полные стратифицированные разрезы океанической коры, такие, как офиолиты Омана, Ньюфаундленда, Троодоса и др., встречаются не очень часто. Чаше офиолитовые комплексы разбиты системой тектонических чешуй, деформированы и смещены один относительно другого, либо вообще встречаются в виде отдельных блоков в серпентинитовых меланжах. Подавляющее большинство исследователей полагает, что тектонические деформации, расслаивание на отдельные пластины и меланжирование имели место на коллизионной стадии эволюции офиолитовых комплексов, ранее представлявших собой полную последовательность магматических комплексов. Исходя из этого постулата проводят реконструкции разрезов палеоокеанической коры, выстраивая имеющиеся разрозненные фрагменты в единую последовательность. Как нам представляется, к таким реконструкциям надо подходить весьма аккуратно.

Детальное изучение строения современных срединно-океанических хребтов показало, что интенсивность вулканизма в их пределах находится в прямой зависимости от скорости спрединга. Для хребтов с высокой скоростью спрединга, какковым является, например, Восточно-Тихоокеанское поднятие, характерно повсеместное развитие базальтов и в целом полный стратифицированный разрез образующейся коры. В хребтах со средней и низкой скоростями, к которым отно-

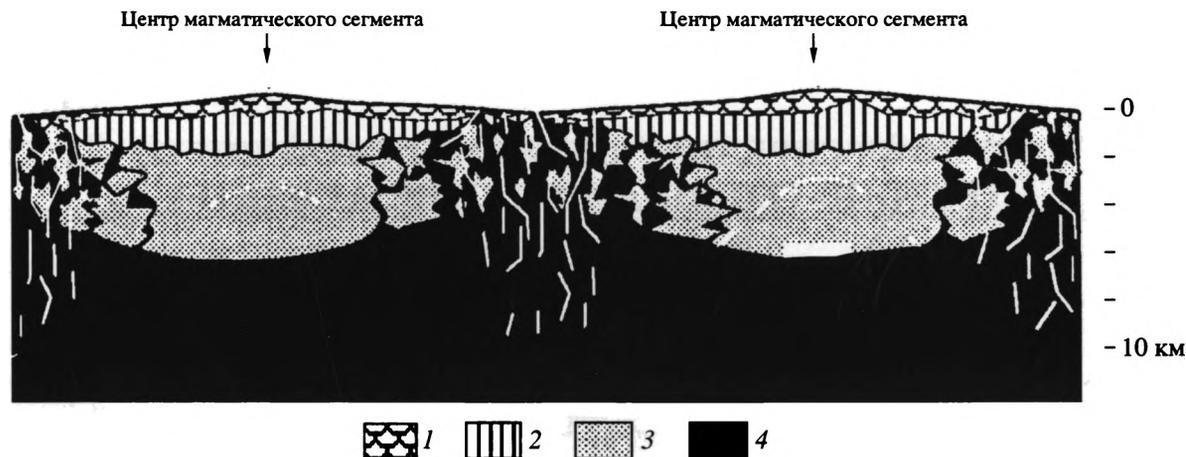


Рис. 1. Схема строения океанической литосферы по простиранию рифтовой долины, по [22]
1 – базальты; 2 – дайковый комплекс; 3 – габброиды; 4 – ультрабазиты

сятся Срединно-Атлантический хребет (САХ) и хребет Гаккеля, процессы образования коры протекают значительно сложнее и разнообразнее. Здесь также преобладают базальты, хотя имеются участки коры совершенно иного строения, где непосредственно в рифтовых структурах на океаническом дне, наряду с базальтами, имеются выходы габброидов и ультрабазитов, часто сильно деформированных. В срединно-океанических хребтах Индийского океана выходы габброидов и ультрабазитов на поверхность дна известны только в пределах разломных зон.

В Атлантике к районам со сложным строением коры относятся крупные разломные зоны и прилегающие участки срединно-океанического хребта, такие, как Океанограф [25], Кейн [31], Зеленого Мыса [11, 13, 21], Архангельского, Долдрамс, Вернадского [12], Богданова [2, 4], Св. Петра, Сан-Паулу и САХ к северу от него вплоть до разлома Страхова [14, 15], Романш [6, 10], Чейн [9], 5° ю.ш. [36] и другие. По простиранию САХ от одной разломной зоны к другой наблюдается изменение мощности и строения коры. Максимальная мощность и ненарушенная стратификация коры характерна для центральных частей рифтовых сегментов, в то время как по направлению к разломным зонам мощность коры уменьшается и стратификация в ряде случаев нарушается (рис. 1). Наибольший интерес представляют собой выходы ультраосновных и полнокристаллических основных пород в пределах собственно рифтовых зон на значительном удалении от крупных разломов. Это хребет Гаккеля (Северный Ледовитый океан) [32], район к югу от разлома Кейн (23°10'–22°10' с.ш.), где глубинные породы вскрываются в рифтовой долине на протяжении 45 км и на удалении по широте на 100 км от оси рифта [22]. Район к северу и югу от разлома Зеле-

ного мыса [11, 13, 21], где они прослеживаются на 55 км, район к югу от разлома Богданова [4, 5] и разлома Романш [10, 6] будут рассмотрены ниже.

Рассмотрим несколько понятий, которыми в дальнейшем мы будем пользоваться и которые не всегда одинаково трактуются в геологических публикациях. Это, в первую очередь, понятие “нестратифицированной” океанической коры. Океаническая кора, образуемая в подавляющей части срединно-океанических хребтов (СОХ), представляет собой латерально протяженный, стандартный разрез от мантийных реститов до базальтов и осадков с вариациями мощности и возможным выпадением из разреза определенных единиц. Такой разрез может считаться стратифицированным. Если в силу тектонических и (или) магматических причин в пределах СОХ наблюдается незакономерное распространение по вертикали и латерали пород, представляющих отдельные единицы стратифицированного разреза, в том числе и реститовых мантийных ультрабазитов, то такую последовательность мы будем называть “нестратифицированной” океанической корой. Употребляя термин океаническая кора, мы имеем в виду породные ассоциации, расположенные выше петрологической границы кора-мантия, которая проводится по подошве ультрабазит-базитового кумулятивного комплекса. В районах, где формируется стратифицированная океаническая кора, эта граница соответствует резкому увеличению сейсмических скоростей и сейсмическому разделу Мохо. В районах с нестратифицированной корой петрологическая граница кора-мантия не совпадает с геофизической. Последняя в данном случае теряет геологический смысл и, видимо, соответствует изменению сейсмических скоростей в зависимости от объемного соотношения сильно и слабо серпентинизирован-

ных рестиновых ультрабазитов. Если даже рестиновые ультрабазиты находятся на уровне океанического дна, сейсмическая граница все равно не выходит к поверхности океанического дна.

Процессы формирования нестратифицированной океанической коры, вне зависимости от механизмов их образования, изначально были названы “амагматичным” или “обедненным магмой” спредингом [23, 29, 31]. Позднее стал употребляться термин “сухой” спрединг как синоним “амагматичного”. В настоящей работе мы будем употреблять термин “сухой” спрединг, понимая под ним всю совокупность тектонических и магматических процессов в пределах срединно-океанических хребтов, приводящих к формированию неупорядоченных (нестратифицированных) разрезов океанической коры вследствие полной или частичной приостановки магматической деятельности.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ С НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫМ РАЗРЕЗОМ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Хребт Гаккеля

В хребте Гаккеля (Северный Ледовитый океан) было выявлено 3 структурных зоны, центральная из которых является практически амагматичной [32]. Для нее характерны большие глубины рифтовой долины (по сравнению с соседними магматическими сегментами), склоны долины представляют собой преимущественно поверхности сбросов [32] с углами падения около 20° видимой протяженностью по падению более 1 км. Здесь широко распространены мантийные перидотиты, в том числе и в осевой части; отсутствуют морфологические признаки невулканических хребтов. В пределах этого сегмента между 3 и 8° в.д., на протяжении более 30 км базальтов поднято не было. Перидотиты преобладали во всех драгах из рифтовой долины, а редкие диабазы и базальты не являлись продуктами недавнего вулканизма. Признаков рифтового вулканизма, в том числе морфологических, отмечено не было. Детальные исследования показали [32], что здесь имеет место сухой спрединг с выведением свежих перидотитов непосредственно на дно рифтовой долины. Между 3 и 29° в.д., на протяжении 300 км, менее 20% площади рифтовой долины сложено базальтами [32]. Здесь практически отсутствуют габбро, что указывает на слабое развитие плутонической части разреза океанической коры. В западной части рассматриваемого сегмента встречаются как лерцолиты, так и гарцбургиты. В восточном направлении количество гарцбургитов уменьшается. Особенность базальтов этого сегмента – значительные вариации степени обогащенности вплоть до появления E-MORB и са-

мые высокие средние значения Mg# [32]. Повышенные значения Mg# характерны для более высокотемпературных, более примитивных и менее фракционированных расплавов. Они соответствуют либо высоким степеням частичного плавления или/и более деплетированным составам мантийных пород. Последние, возможно, отвечают этапу более раннего интенсивного плавления в данном регионе [32]. По геофизическим данным, кора хребта Гаккеля очень тонкая от 1.9 до 3.3 км [28], по сравнению с корой хребтов со средней и высокой скоростями спрединга (7 км).

Срединно-Атлантический хребт к югу от разлома Кейн

Южнее разлома Кейн (22–24° с.ш.) выходы габброидов и ультрабазитов протягиваются вдоль западного борта рифтовой долины на расстояние в 45 км [23, 29, 31] (рис. 2). Выходы приурочены к областям со сложным, незакономерным структурным рисунком рельефа, включающим многочисленные косые эскарпы и поднятия. Для этих областей характерны наиболее высокие положительные гравитационные аномалии Буге (более +5 мГал) [22], свидетельствующие о небольшой мощности океанической коры. Кроме того, отмечается хорошая пространственная корреляция между областями с тонкой корой (по гравиметрическим данным) и областями распространения ультраосновных пород (см. рис. 2). Морфологически такие районы характеризуются расчлененным рельефом, представляющим собой сложное сочетание коротких поднятий и эскарпов различной ориентировки, образованных в результате значительных тектонических движений. Таким образом, представляется, что рассматриваемые области сложены ультраосновными породами с телами габбро и диабазов и перекрыты маломощными базальтовыми потоками. К югу от разлома Кейн такое строение имеет более 20% поверхности САХ. В пределах восточного борта рифтовой долины распространены исключительно базальты. Такая асимметрия в строении объясняется существованием крупных сбросов, пересекающих рифтовую долину, по которым восточный борт был опущен относительно западного [21]. Основная причина выведения ультрабазитов на дно – это небольшой объем поступающих основных расплавов на фоне постоянного растяжения океанической коры. Сейсмические и гравиметрические данные свидетельствуют о том, что в настоящее время в данном районе завершился этап сухого спрединга [18].

Район разлома Зеленого Мыса

В районе разлома Зеленого Мыса было выявлено широкое распространение глубинных пород

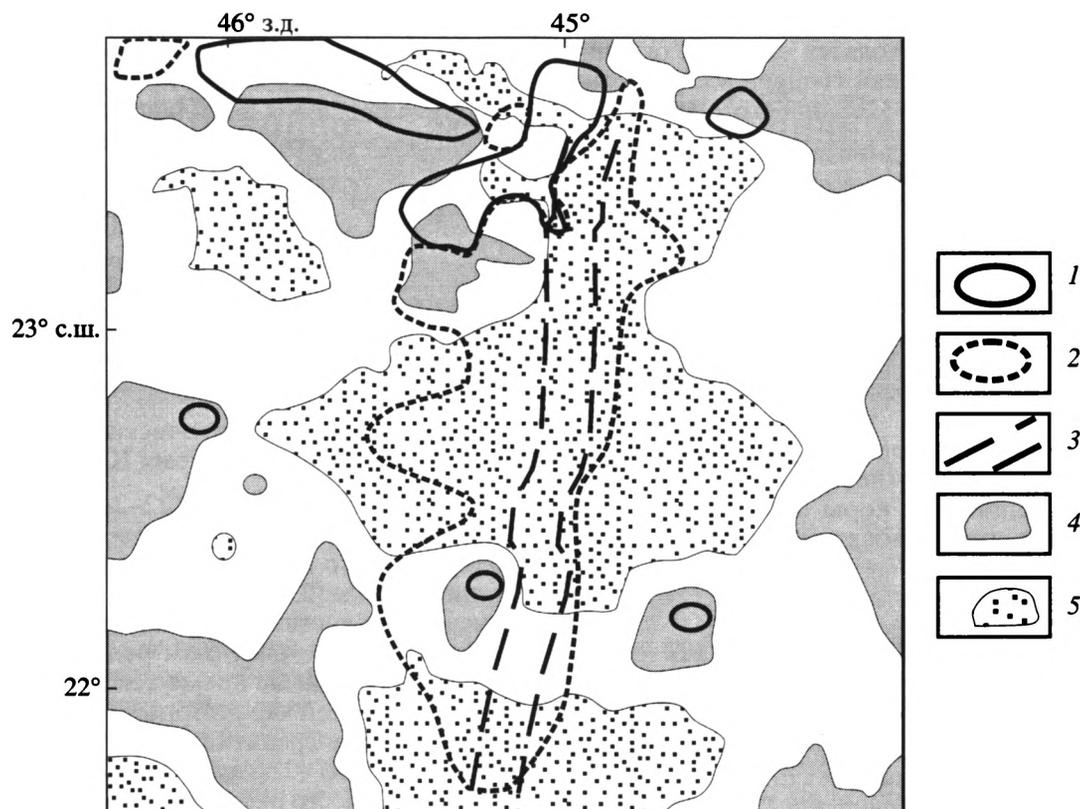


Рис. 2. Расположение нижнекоровых и мантийных пород южнее разлома Кейн и их пространственное соотношение с распределением остаточных гравитационных аномалий, по [22]

1, 2 – области распространения: 1 – ультрабазитов и габбро, 2 – базальтов; 3 – осевая область рифтовой долины; 4, 5 – остаточные гравитационные аномалии: 4 – > 5 МГал, 5 – < 5 МГал

(габброидов, гипербазитов) на уровне океанического дна [7, 11, 13]. Детальное изучение этой области показало, что рифтовые сегменты САХ к северу и югу от разломной долины характеризуются весьма неоднородным строением и сложными магматическими и тектоническими процессами (рис. 3).

Центральная часть срединного хребта к югу от разлома Зеленого мыса построена резко асимметрично относительно оси рифта. Западный борт рифтовой долины в значительной степени сложен базальтами, возраст которых становится древнее в западном направлении. Этот фланг рифта построен в соответствии с классическими канонами спрединга. Восточный фланг построен принципиально иначе. Здесь выходят на поверхность мантийные образования, вулканизм не повсеместен, зоны с относительно разновозрастными базальтами расположены незакономерно и т.д. Имеется асимметрия и в морфологии рифтовой долины. Она смещена к востоку по нескольким правым сдвигам небольшой (2–5 км) амплитуды. При этом западный борт рифта крутой и, по-видимому, в настоящее время является сбросовым эскарпом, тогда как восточный – пологий. Мож-

но предположить, что в этой части САХ существовали локальные, узкие, короткоживущие зоны раздвигания и магмовыведения (зоны “рассеянного спрединга”). Для восточного фланга, как и для области, непосредственно прилегающей к разломной долине, характерно распространение коротких разнонаправленных разломов. Эта зона неупорядоченного строения, по данным [21, 24], прослеживается от разломной долины на юг на расстояние около 70 км, при этом асимметрия строения восточного и западного флангов исчезает только южнее 14°30' с.ш.

Различие в характере структурного рисунка дна, видимо, обусловлено латеральными вариациями реологических свойств литосферы, а косые короткие разломы более согласуются с наличием существенных неоднородностей в механической структуре (составе) литосферы из-за неупорядоченного расположения более жестких блоков габбро и перидотитов в серпентинитовом матриксе. К северу от разлома имеется аналогичная область несколько меньшей протяженности, но построенная симметрично относительно оси рифтовой долины [21]. Протяженные линейные разломы и вулканические хребты южнее 14°30' с.ш. и се-

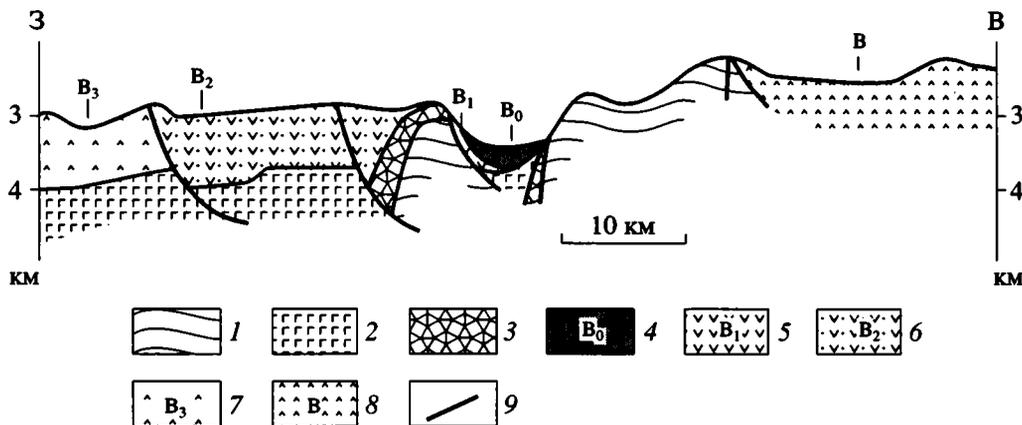


Рис. 3. Широтный профиль в районе восточного интерсекта разлома Зеленого Мыса

1 – фрагменты дунит-гарцбургитового (мантейного) комплекса; 2, 3 – фрагменты кумулятивной расслоенной серии: 2 – неметаморфизованные, 3 – подвергшиеся динамотермальному метаморфизму; 4–8 – базальты с различной степенью палагонитизации стекла: 4 – без палагонитизации (B_0), 5 – с начальной степенью палагонитизации (B_1), 6 – частично палагонитизированные (B_2), 7 – полностью палагонитизированные (B_3), 8 – со степенью палагонитизации, меняющейся по площади закономерно (B); 9 – разломы

вернее $15^{\circ}50'$ с.ш., расположенные перпендикулярно к направлению спрединга, формируются в более однородной литосфере, представленной значительными по мощности габбровым и базальтовым слоями. Это предположение подтверждается гравиметрическими данными. Мощная кора, как видно из данных по аномалиям Буге, здесь начинается на расстоянии в 70–90 км от долины разлома [24].

Площадное опробование показало, что на протяжении первых 60 км к северу и югу от разлома Зеленого Мыса субмеридиональные хребты сложены в основном серпентинизированными ультрабазитами и зеленокаменно измененными эффузивами при явно подчиненном распространении габброидов, представленных практически исключительно гипабиссальными интрузиями и породами дайкового комплекса (габбро-долериты, долериты и т.д.). Судя по такситовому, неоднородному строению габброидов, а также величине выведенных на поверхность габброидных тел, линейный размер камер обычно не превышал первые километры, а мощность их несколько сотен метров.

Под базальтами в рассматриваемом районе отсутствует непрерывный дайковый комплекс. Свежие базальты залегают в виде относительно маломощных горизонтов, образуя фрагментарные выходы. Дно рифтовой долины покрыто мощными осадками, а значительная часть базальтов изменена подводным выветриванием, что указывает на то, что вулканизм здесь редок [30]. Процессы спрединга в пластичных ультрабазитах реализуются в основном путем формирования серии гипабиссальных габброидных тел разнообразной формы. Это обусловлено резким преобладанием тектонических

процессов (меланжирование, образование серпентинитовых протрузий с интенсивным подъемом ультраосновного вещества) над магматическими. То есть в этой зоне не формируется стратифицированная океаническая кора. Подтверждением этого является также характер аномального магнитного поля и данные по аномалиям Буге в областях распространения описываемых структур [24].

Признаки полистадийных тектонических и метаморфических преобразований в габброидах свидетельствуют о том, что вовлечение промежуточных магматических камер в процесс тектонического выведения их в верхние горизонты коры началось еще на субсолидусной стадии кристаллизации основных расплавов. Имели место пластические деформации с формированием флазерных структур, которые сменились хрупкими деформациями и образованием милонитов и катаклазитов.

Срединно-Атлантический хребет между $7^{\circ}10'$ с.ш. и 5° с.ш. (район Сьерра-Леоне)

Рифтовая долина между 5° с.ш. и разломом Богданова ($7^{\circ}10'$ с.ш.) состоит из коротких, кулисообразно расположенных сегментов меридионального и северо-западного (азимут $320\text{--}360^{\circ}$) простирания, разделенных небольшими, слегка вытянутыми и изометричными поднятиями [2–4, 35]. Последние, как правило, образуют перемычки между бортами рифтовой долины. В рифтовых долинах имеются неовулканические поднятия, расположенные в соответствии с общим простиранием долин и разделяющие их на несколько (как правило, две) параллельные впадины, сло-

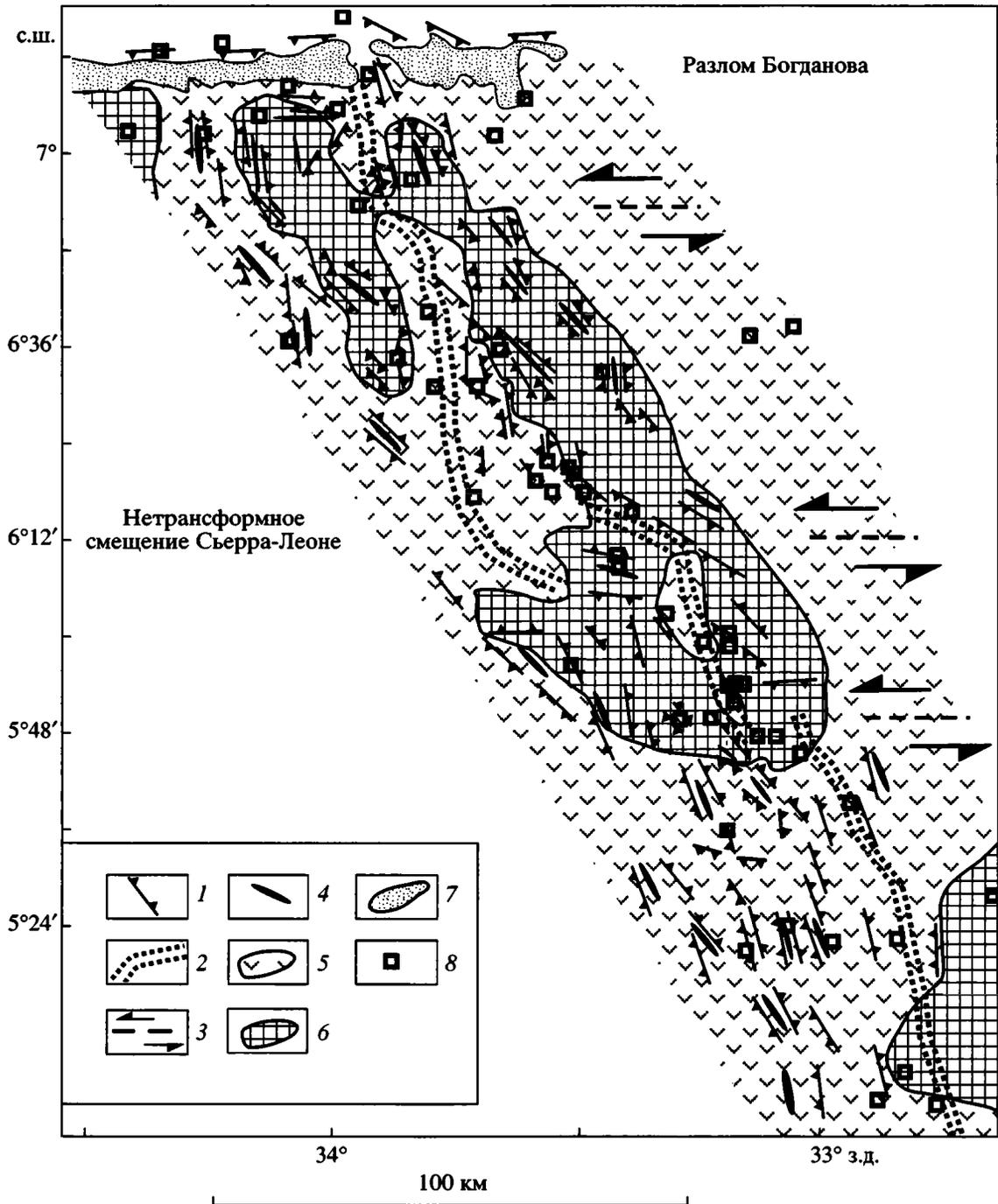


Рис. 4. Схема основных структур района разлома Сьерра-Леоне

1 – тектонические эскарпы; 2 – простирание современной рифтовой долины; 3 – оси нетрансформных смещений; 4 – оси рифтовых гор; 5 – области распространения базальтов; 6 – области распространения габброидов и ультрабазитов; 7 – долина разлома Богданова; 8 – станции драгирования с каменным материалом 22-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” и 10-го рейса НИС “Академик Иоффе”

женные как базальтами, так и серпентинизированными ультрабазитами (рис. 4).

Склоны поднятий, обращенные в сторону рифтовой долины, представляют собой поверхности сбросов (крутые тектонические эскарпы),

сформированных в районе современной зоны спрединга. Видимая амплитуда движений по эскарпам достигает 500 м. За пределами рифтовой зоны имеются эскарпы с падением плоскости сместителя от оси рифтовой долины. Вероятно, это свидетельствует о перескоке оси спрединга в

широтном направлении с амплитудой в первые десятки километров, который имел место в ходе формирования океанической коры.

Наиболее крупные развороты рифтовых долин и сопутствующих структур происходят в двух районах ($6^{\circ}15'$ с.ш. и $6^{\circ}50'$ с.ш.). По кинематике они представляют собой зоны сдвига без полного разрыва рифтовых структур. Такого типа образования известны и в других районах САХ и получили название нетрансформные смещения. Поля напряжений, характерные для сдвиговых зон, приводят к сложному переходу между сегментами рифтовых долин, попадающих в данное поле напряжений. Образуются структуры так называемых перекрывающихся рифтов, когда два противоположных рифтовых сегмента в ходе растяжения начинают продвигаться в меридиональном направлении с некоторым смещением один относительно другого, образуя кулисообразные структуры. По мере разрастания океанического дна и увеличения расстояния между осями рифтовых долин последние могут скачкообразно перемещаться во встречном направлении. Данный процесс приводит к тому, что поднятия на бортах рифтовых долин в зонах смещения приобретают форму отдельных блоков, в широтном направлении чередующихся в шахматном порядке с брошенными сегментами рифтовых долин. Многочисленные тектонические нарушения различного порядка имеют преимущественно северо-западное простирание. Такая ориентировка, видимо, связана с существованием, кроме широтной компоненты, еще и меридиональной составляющей растяжения. С этим, возможно, связано формирование крупных впадин в областях изгиба рифтовых долин [3].

Как показало драгирование, дно рифтовой долины сложено потоками свежих подушечных базальтов. По всей видимости, их мощность очень мала, так как местами в пределах области их распространения в рифтовой зоне имеются выходы ультрабазитов. Борты рифтовых долин имеют гораздо более сложное строение. Начиная с глубин 3500 м, они сложены зеленокаменно измененными базальтами, габброидами и различными ультрабазитами, в то время как свежие базальты встречаются только эпизодически. Габброиды можно разделить на те, которые представляют собой фрагменты жил и даек в ультрабазитах, и те, которые кристаллизовались в крупных, глубоко расположенных магматических камерах. Мощность жил колеблется от долей сантиметра до 3–4 см, контакты нерезкие, и по простиранию жилы переходят в цепочки плагиоклаза и (или) диопсида. Форма жил меняется от прямолинейной до извилистой, иногда они ветвятся и часто пересекают полосчатость и линейно-плоскостные ориентировки перидотитов. В дунитах отмечены пластические сдвиговые деформации на контакте с метагаббровой жилой. В экзоконтак-

тах жил наблюдается рекристаллизация оливина, образование светло-желтого плеохроирующего амфибола, иногда – импрегнация плагиоклаза. Это свидетельствует о том, что расплавы, из которых кристаллизовалось габбро, внедрялись по трещинам, в том числе сдвиговым, в остывающие перидотиты, возможно, в некоторых случаях, после (в ходе) серпентинизации. Среди ультраосновных пород преобладают серпентинизированные гарцбургиты с порфиорокластическими структурами, в меньшем количестве встречены лерцолиты, дуниты. Типичные милонитовые структуры относительно редки. Дуниты составляют значительную часть драгированных ультрамафитов и присутствуют в крупных глыбах. Это позволяет предполагать, что они формируют самостоятельные тела среди гарцбургитов, а не только полосы и жилы. Рассланцованные серпентиниты, тальк-серпентиновые сланцы, талькиты, змеевики с обильными зеркалами скольжения и жилами хризотил-асбеста присутствуют во многих драгах. Такое строение кора имеет, по крайней мере, на 50 км по обе стороны от оси современного рифта [4, 5].

Особенность сегмента в районе Сьерра-Леоне состоит в том, что здесь отсутствуют крупные разломы с существенным смещением рифтовой долины, но в то же время он не является прямолинейным, как сегмент 5° с.ш. – разлом Страхова. Судя по морфологии структур и соотношению различных типов пород, драгированных в его пределах, видно, что в районе Сьерра-Леоне практически отсутствует стратифицированный разрез океанической коры.

Подавляющая часть коры данного района состоит из мантийных ультрабазитов с фрагментами магматических камер (габброиды). Отчетливо фиксируются процессы тектонического выведения на поверхность в различной степени серпентинизированных и тектонизированных мантийных ультрабазитов по наличию многочисленных поверхностей скольжения, меланжированию и истиранию материала до состояния голубых серпентинитовых глин, хорошо известных в пределах офиолитовых (меланжевых) комплексов континентов. Отсутствует базальтовый слой. Мало-мощные потоки базальтов слагают практически только самое дно рифтовой долины, изливаясь в основном прямо на серпентинизированные ультрабазиты.

САХ к югу от разлома Романш

В пределах восточного сочленения разлома с рифтовой долиной последняя может быть разделена на три сегмента: южный, который протягивается от разлома Чейн до $0^{\circ}15'$ ю.ш., центральный ($0^{\circ}15'$ ю.ш.– 0°) и северный, непосредственно примыкающий к структурам Романш [6]. В северном сегменте нет единой морфологически выра-

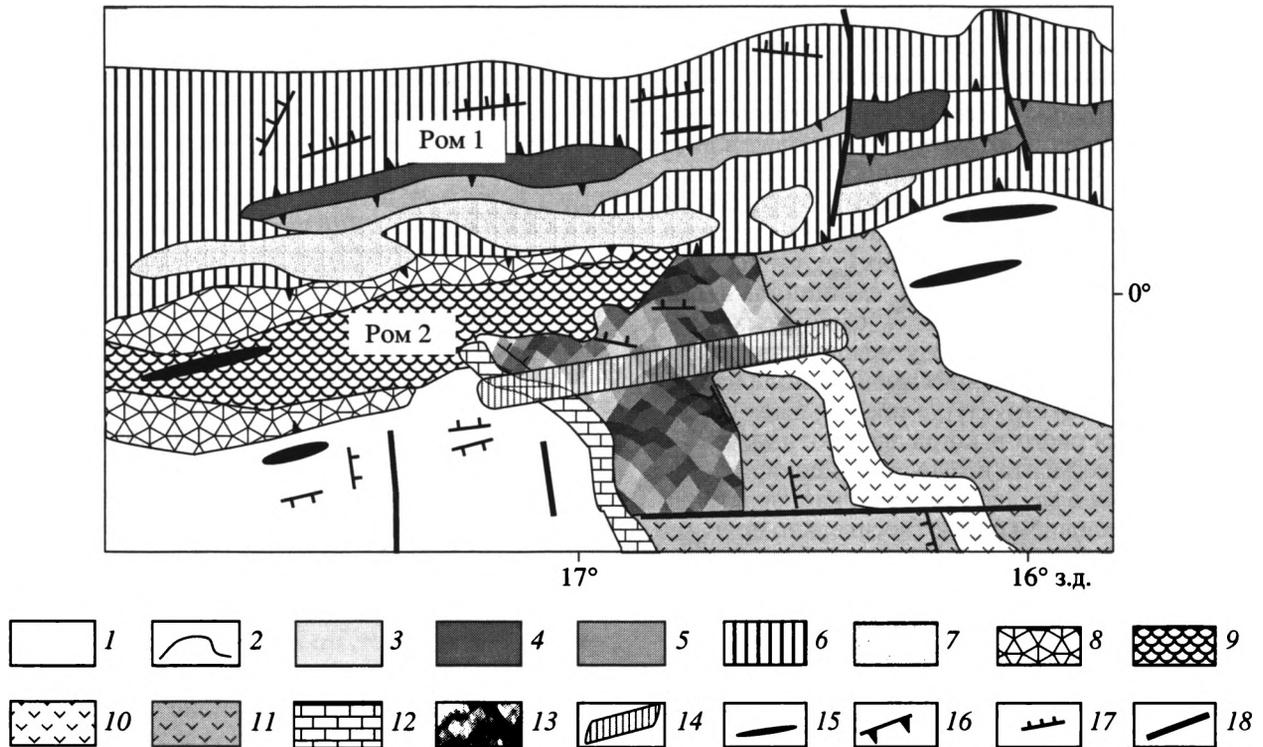


Рис. 5. Тектоническая схема области разлома Романш

1 – океанические плиты; 2 – границы горизонтальной или наклонной структурной террасы (нижний перегиб склона); 3–7 – зона разлома Ром 1: 3 – поднятое крыло, 4 – поднятия в пределах поднятого крыла, 5 – тектонические эскарпы, 6 – опущенное крыло, 7 – впадины с осадочным чехлом; 8, 9 – зона разлома Ром 2: 8 – тектонические эскарпы, 9 – дно желоба; 10 – современная рифтовая долина; 11 – область распространения базальтов; 12 – древняя рифтовая долина (“брошенный рифт”); 13 – область распространения перidotитов; 14 – формирующаяся трансформала; 15 – простирание поднятий; 16 – протяженные тектонические эскарпы; 17 – отдельные тектонические эскарпы; 18 – субвертикальные разломы

женной рифтовой долины. Вся прилежащая к разлому Романш область представляет собой сложную мозаику ортогонально ориентированных мелких блоков прогибов и поднятий, которые иногда имеют очень крутые склоны (рис. 5). Многочисленные драгировки, проведенные в этой зоне, показывают преимущественное развитие серпентинизированных гипербазитов. В отдельных драгах в небольшом количестве встречаются свежие базальты, составляющие не больше первых процентов от объема поднятого материала. Находки свежих базальтов в различных долинах указывают на разветвленный характер рифтовой структуры в зоне непосредственного интереса, а их небольшое количество свидетельствует о фрагментарном, эпизодическом вулканизме.

В 35 милях западнее оси северного сегмента имеется так называемый “брошенный” рифт [6, 16]. Это отрицательная линейная структура, вытянутая, как и современный рифт, в субмеридиональном направлении. В продольном сечении в нем выделяется два сегмента, разделенных малоамплитудным разломом. Южный сегмент этой структуры выражен изометричной впадиной. Во впа-

дине развиты слоистые осадочные породы, залегающие горизонтально и запечатывающие эту структуру. По флангам впадины прослеживаются линейные поднятия, подчеркивающие ее сходство с рифтом. На склонах обрамляющих поднятий были драгированы базальты, габброиды и ультрабазиты, а на вершине одного из них известняки.

Северный сегмент “брошенного” рифта хорошо выражен морфологически. Он представлен узким прогибом с крутыми стенками, относительное превышение которых возрастает в северном направлении. Дно прогиба покрыто осадками. По бортам выделяются невысокие приразломные поднятия, внешние склоны которых полого наклонены в стороны от грабена. В южной части этот прогиб имеет долготное простирание. Севернее, ближе к трогу Ром 2, структура испытывает резкий коленообразный изгиб к западу, а затем у самого сочленения с трогом опять к северу. Грабен “брошенного” рифта отгорожен от днища трогом невысоким субширотным поднятием. Драгировки склонов и днища северной части “брошенного” рифта показали полное отсутствие базальтов.

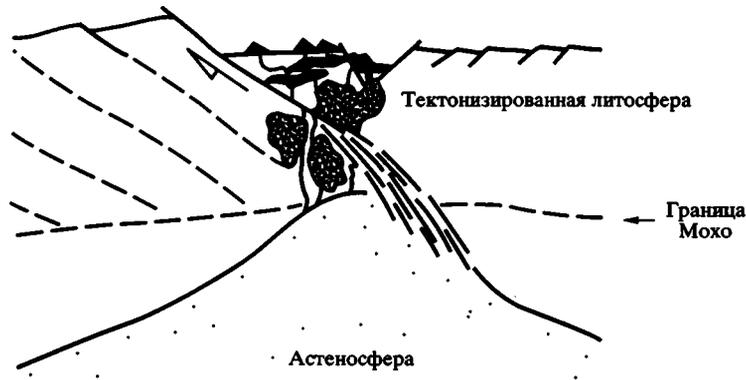


Рис. 6. Модель асимметричного выведения глубинных коровых и мантийных пород на поверхность дна, по [29]

В драгах были подняты преимущественно ультра-базиты и в меньшей степени габбро и известняки.

Появление “брошеного” рифта подразумевает перескок оси спрединга в пространстве. Соответственно закономерное увеличение степени измененности базальтовых закалочных стекол в сторону от действующей оси спрединга будет нарушено, так как вблизи “брошеного” рифта вновь должны появиться слабо измененные стекла. Иными словами, могут появиться встречные векторы степени измененности стекол. Для решения задачи были проведены драгировки по широтному профилю от современного рифта через меж-рифтовое пространство до “брошеного” рифта. Эти драгировки подтвердили нарушение закономерности в распределении степени изменения стекол и, соответственно, правомерность предположения о перескоке оси спрединга от “брошеного” рифта к современному [6].

Сравнение “брошеного” рифта с современным показывает, что первый находится на более зрелой стадии развития. Он морфологически выражен как рифт на всем своем протяжении. Как и в современном рифте, его северная часть характеризуется сухим спредингом, хотя граница такого спрединга здесь смещена к югу.

Малоамплитудная трансформная зона хорошо выражена в изменении простираций бортов современного рифта. С этой зоной связан резкий коленообразный изгиб рифта, однако при этом не происходит разрыва сплошности его осевой части. В “брошеном” рифте это нетрансформное смещение прослеживается по сдвигу восточного борта этого рифта. Характерно, что трансформный разлом не пересекает “брошенный” рифт и не смещает структуры его западного борта. Зона разлома прекурсно выражена на карте аномального магнитного поля, где с ней связаны коленообразные изгибы изоаномал и широтные границы локальных аномалий.

МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕСТРАТИФИЦИРОВАННОЙ КОРЫ

Существует две принципиальные модели формирования нестратифицированной коры. Первая была предложена в работах Д. Маттера и Д. Карсона [29, 33]. Согласно этой модели, основанной на детальном изучении района САХ к югу от разлома Кейн, имеется долгоживущая полого наклоненная тектоническая зона (сброс), уходящая вплоть до астеносферы, по которой при растяжении океанической коры могут выводиться к поверхности глубинные породы. При этом вулканизм сосредоточен практически только в пределах всячего крыла сброса (рис. 6). Изначально формируется нормально стратифицированная океаническая кора, и только при последующих движениях происходит тектоническая дезинтеграция и выведение в коровые горизонты мантийного ультраосновного материала. Имеет место чередование во времени этапов нормального магматического развития срединно-океанических хребтов, который сменяется этапом тектонической активности без магматизма, когда растяжение океанической коры происходит при движении блоков коры по протяженным пологим тектоническим срывам, что приводит к выведению мантийных пород в коровые горизонты. В каждом из блоков сохраняется исходная стратификация пород. То есть нестратифицированная кора образуется исключительно за счет тектонического разрушения ранее сформированной коры. По модели Д. Карсона, если имеется единая крупная деформационная зона (глубинный сброс), уходящая в область пластических деформаций (рассекающая литосферу вплоть до астеносферы) и ее угол падения составляет 30° , то по ней мантийные породы при скорости спрединга 3 см/год могут быть выведены с глубины в 6 км менее чем за 0.4 млн. лет. Более позднее детальное изучение района Кейн показало [18], что магматическая

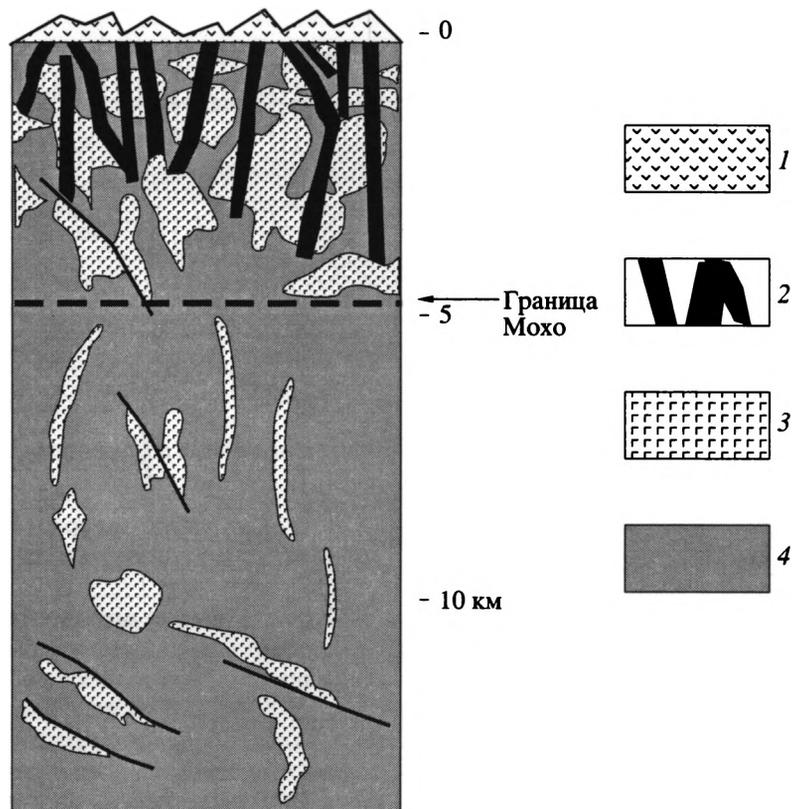


Рис. 7. Модель формирования океанической литосферы в областях с низким бюджетом магмы, по [20]

1 – лавы; 2 – дайки; 3 – интрузии габбро; 4 – литосферная мантия

кора под западным флангом этого района имеет мощность <2.5 км, а под восточным – <2.3 км. Аномально тонкая кора на обеих сторонах хребта противоречит модели асимметричной магматической аккреции и тектоническому разряжению вдоль по пологим разломам. Наоборот, данные говорят о том, что мантийные породы были подняты в приповерхностные горизонты под рифтовой долиной и позже были выведены на поверхность по обычным сбросам.

Вторая модель была предложена М. Канна [19] и исходит из того, что в медленно спрединговых хребтах литосфера слишком мощная для устойчивого существования во времени магматических камер, а объем самих расплавов недостаточен для формирования 5–6-километровой коры исключительно за счет основных пород (габбро, долеритов, базальтов). То есть в формировании коры значительную роль играет кристаллизация габброидных расплавов в виде дискретных короткоживущих интрузий и силлов, а не в виде долгоживущих магматических камер. При этом небольшая мощность коры резко не совпадает с ее оценкой по геофизическим данным (скорости сейсмических волн <8 км/с). В районах с нестратифицированной корой всегда есть сейсмический

слой с коровыми скоростями мощностью в несколько километров. Последний представляет собой смесь габбро и серпентинизированных перидотитов, либо (по Г. Хессу [27]) только серпентинизированных перидотитов. Модель предполагает существование силл и даек габбро, внедряющихся в ультраосновной матрикс и эффузивную составляющую в виде маломощных базальтовых потоков (рис. 7). Уменьшению сейсмических скоростей способствует развитие деформационных зон с дроблением материала, увеличением его проницаемости для флюидов и как следствие значительная серпентинизация пород. Геофизические данные не противоречат данной модели, и для формирования такой коры нет необходимости привлекать крупные тектонические перестройки [37]. Сейсмические данные упомянутых авторов подтверждают, что такая кора действительно включает фрагменты ультраосновного состава. Эта модель предполагает частую смену во времени положения поверхностей сбросов западного и восточного бортов рифтовой долины. В результате этого процесса нестратифицированная кора формируется симметрично относительно оси растяжения (рис. 8).

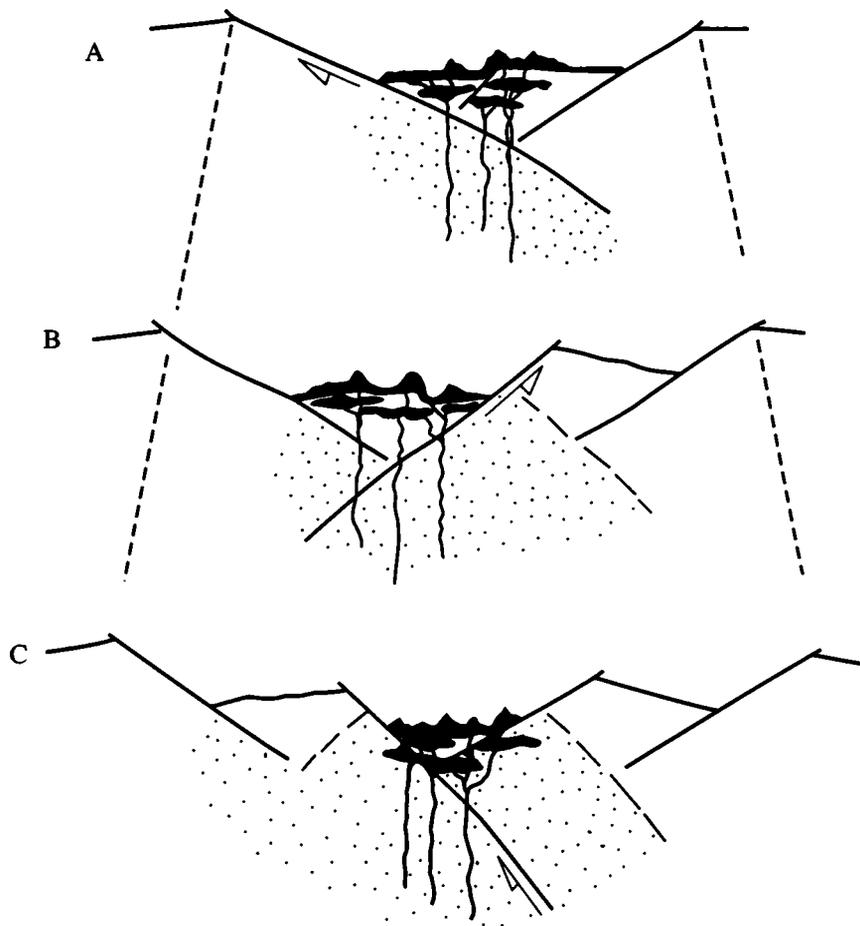


Рис. 8. Модель симметричного выведения глубинных коровых и мантийных пород на поверхность, по [21]
Объяснения в тексте

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ЭТАПА СУХОГО СПРЕДИНГА

Детальное изучение распределения сейсмических скоростей вкрест простирания рифтовой долины к югу от разлома Кейн (MARK) показало, что смена сухого на нормальный этап спрединга может происходить за короткий временной интервал около 80–160 тыс. лет [18]. Кроме того, литосфера здесь очень гетерогенна, с изменением мощности магматической коры более чем на 2,2 км на расстоянии порядка 5 км. Чередование мантийных и коровых скоростей, имеющее место на восточном фланге хребта, говорит об эпизодическом проявлении магматического и сухого спрединга, длившихся всего по 400–800 тыс. лет. Эти периоды здесь оказались короче, чем ранее предполагалось по гравитационным данным [38]. Для океанической коры характерны вариации мощности, определяемые изменениями степени частичного плавления. Имеются как коротко-, так и длиннопериодные вариации в мощности коры. Для разломной зоны Вима первые составляют 3–4 млн. лет, а вторые – около 20 млн. лет [16].

Как показало изучение района Сьерра-Леоне, продолжительность последнего этапа сухого спрединга здесь составляет 1,5–2 млн. лет [5].

ВЛИЯНИЕ ЭФФЕКТА ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА НА ФОРМИРОВАНИЕ НЕСТРАТИФИЦИРОВАННОЙ КОРЫ

Большинство разломных зон Атлантического и Индийского океанов имеют сложное строение, а борта разломных трогов, в том числе и в зоне сочленения с рифтовыми долинами, сложены нижнекоровыми и мантийными породами наряду с базальтами. Это обусловлено в значительной мере тем, что объем вулканизма здесь редуцирован. Последнее связано с тем, что рифтовые долины в области сочленения с трансформными разломами утыкаются в более древнюю, мощную и холодную литосферу. Поднимающиеся в этой области расплавы быстрее остывают и в значительной мере кристаллизуются в виде разрозненных субвулканических тел, не достигая океанического дна. Влияние холодного борта трансформного

разлома одновременно сказывается и на составе базальтов. В районе сочленения рифта и разлома, где преобладают низкие степени частичного плавления, преимущественно будет плавиться легкоплавкий материал, обогащенный летучими, легкими РЗЭ и радиогенными изотопами Pb и Sr, который распространен в виде мелких неоднородностей в окружающей астеносфере. Поэтому в районах сочленения разломных зон и рифтов в относительно большем количестве встречаются обогащенные базальты. Этот эффект в той или иной степени проявлен во всех структурах такого типа. Причем, чем неоднородности более контрастные, тем этот эффект проявлен более отчетливо (например, в районе восточного интерсекта разлома Зеленого Мыса, который входит в область крупной неоднородности 14° с.ш.). Чем протяженнее активная часть разлома, тем сильнее проявлен эффект холодного борта.

ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ НЕСТРАТИФИЦИРОВАННОЙ КОРЫ

Образование нестратифицированной коры с участием пород верхней мантии связывается, в первую очередь, с локальным уменьшением мощности коры. При этом предполагается, что такая литосфера, скорее всего, формируется в период, когда уменьшается объем генерируемых в мантии основных расплавов. Термодинамические расчеты, сделанные [37], показывают, что в районах с низкой скоростью спрединга магма генерируется практически в таких же объемах, как и в быстроспрединговых хребтах, но не доходит до поверхности, застывая на небольших глубинах (первые 10 км от поверхности дна). При низких скоростях спрединга адиабатическое охлаждение коры может происходить на глубинах не более 10 км от поверхности дна. Так как расплавы генерируются на глубинах более 20 км, то процессы формирования нестратифицированной коры не могут зависеть от адиабатического охлаждения [37].

В то же время, чем толще литосфера, тем меньше расплавов достигнет коры. В наиболее холодных районах кристаллизация может начаться на глубинах более 15 км. Это не относится к разломным зонам и иным аномальным структурам типа областей перескока осей спрединга и др. Так как в них имеет место уже трехмерное адиабатическое охлаждение, которое влияет на процессы генерации расплавов.

Расплавы могут мигрировать и кристаллизоваться на самых разных уровнях литосферы как выше, так и ниже границы кора–мантия. На это указывает то, что в ряде образцов, поднятых при драгировании, жилы габбро пластически деформированы вместе с вмещающими их перидотитами в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаз. Устойчивые линзы основных расплавов мо-

гут существовать в астеносфере под мощной литосферой. При этом ниже границы кора–мантия формируются импрегнированные ультрамафиты и тела примитивных по составу габбро.

Средние сейсмические скорости молодой коры Атлантики соответствуют примеси 7–20% ультраосновного материала, а древней – 4–15% серпентинитов. По сейсмическим данным [33], граница кора–мантия значительно более размыта в районах с небольшой скоростью спрединга. Вероятно, это также связано со значительно более неоднородным составом таких областей. Границей кора–мантия по сейсмическим данным в таких районах можно считать раздел между мантийными ультрабазитами и ультрабазитами с телами габброидов.

Значительную роль в формировании нестратифицированной коры играет серпентинизация перидотитов. Она приводит к повышению пластичности пород. При этом растяжение, сопутствующее спредингу, реализуется в образовании линейно-блоковых гетерогенных структур. Более жесткие породы (базальты, габбро, слабо серпентинизированные гипербазиты) образуют блоки, взаимно перемещающиеся в серпентинитовом матриксе (некоторый аналог серпентинитового меланжа на континентах). Существенное отличие деформационных процессов в рифтовых океанических зонах в том, что, в отличие от континентальных серпентинитовых меланжей, тектонизация и меланжирование пород реализуются в условиях растяжения, а не сжатия, хотя локальные проявления последнего также имеют место. В этом случае зона растяжения в виде рифтовой долины приобретает сложную форму с многочисленными изгибами, обтекая более жесткие блоки. Концы сегментов рифтовых долин часто расщепляются на несколько ветвей, проникая в пределы ранее сформированных структур.

Одним из факторов подъема серпентинизированного материала с блоками пород является существенное увеличение объема ультрабазитов при серпентинизации. Так, например, при полной серпентинизации блока перидотитов мощностью 5 км его верхняя граница поднимется на 2 км. При этом не требуется каких-либо дополнительных источников тепла, так как низкотемпературный серпентин (хризотил и лизардит) могут образовываться в температурном интервале 50–300°C. Как нам представляется, серпентинизация больших объемов ультрабазитов (экзотермическая реакция) может продуцировать достаточно тепла для повсеместного распространения гидротермальной циркуляции. Действительно, наряду с локальным развитием высокотемпературных гидротерм, в районе разлома Зеленого мыса и Сьерра-Леоне широко распространены продукты низкотемпературной гидротермальной активности [1].

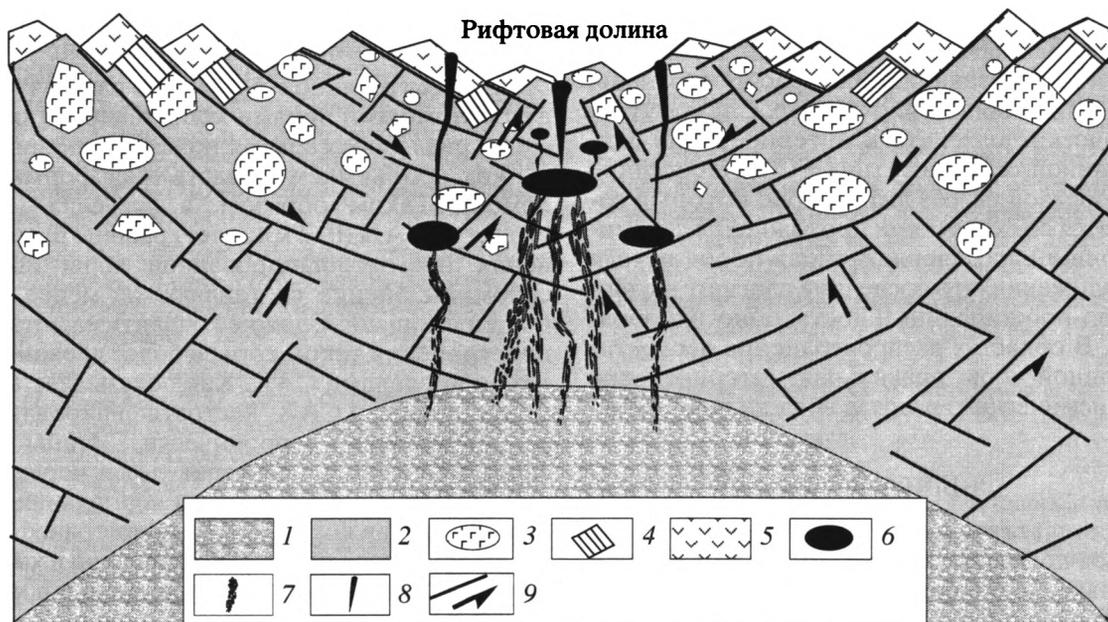


Рис. 9. Схема формирования нестратифицированной океанической коры и верхней мантии

1 – астеносфера; 2 – реститовые (мантийные) ультрамафиты; 3 – фрагменты раскристаллизованных магматических камер (габброиды); 4 – дайковый комплекс; 5 – базальты; 6 – активные магматические камеры; 7 – области просачивания расплавов в магматические камеры; 8 – подводящие каналы базальтовых потоков; 9 – тектонические нарушения и направления смещения по ним

В областях развития процессов сухого спрединга объем расплавов, достигающих коры, гораздо меньше, чем необходимо для формирования стратифицированного разреза. Растяжение ранее сформированной литосферы сопровождается образованием многочисленных листрических сбросов, по которым отдельные блоки литосферы смещаются, разворачиваются и деформируются. Одновременный подъем мантийных пород приводит к сложному сочетанию разновременных и разнонаправленных полей напряжений, сопровождаемых образованием многочисленных зон деформаций. При этом образуется кора, состоящая из тектонически разобленных и деформированных блоков различных пород (рис. 9). Степень этого хаоса максимальна вблизи разломных зон. В рифтовых зонах молодые лавы частично перекрывают сложные структурные соотношения между породами.

Большинство выходов мантийных пород и габбро находятся в пределах 30 км от нетрансформных смещений разной амплитуды, что, по мнению [19], связано с процессами проградации и реградации концов рифтовых сегментов. Для этих областей характерно уменьшение мощности коры по геофизическим данным. Как известно, в центральные части рифтовых сегментов поступает больший объем выплавки, чем в его окончаниях. При отступлении сегментов (скорости от миллиметров до первых сантиметров в год) в районе их окончаний прекращается поступление магм. При

возобновлении процессов проградации в данных районах магматическая кора снова формируется (периодичность таких вариаций, по мнению автора, составляет около одного млн. лет). Фактически предполагается, что образование аномальной коры тесно связано с эволюцией нетрансформных смещений. Это относительно широкие области с постепенным переходом между соседними спрединговыми сегментами без значительных трансформных смещений. В них имеют место рассеянные сдвиговые деформации с косым растяжением. Предполагается, что нетрансформные смещения развиваются пульсационно [26]. Во время проградации концов рифтовых сегментов формируется нормальная кора, а во время реградации в области нетрансформного смещения выводятся ультрабазиты. При ширине рифтовой долины в 10 км и скорости спрединга 3 см/год требуется около 3 млн. лет для подъема мантийных перидотитов с 6 км до глубины 600 м, где они далее могут быть выведены на поверхности по сбросам в рифтовой долине [19].

Как видно, нестратифицированная кора составляет значительную часть структур Атлантики. В этой связи встает ряд вопросов, требующих объяснения. Один из них связан с выяснением природы полосовых магнитных аномалий. В областях распространения нестратифицированной коры породы претерпевают весьма значительные тектонические трансформации, уже будучи намагниченными. Другой аспект связан с тем, что

базальты, вносящие основной вклад в формирование линейных магнитных аномалий, в областях с нестратифицированной корой распространены локально или вообще отсутствуют. Следует также критически подходить к интерпретации данных глубинной сейсмологии (типа ГСЗ). Последние дают скоростной разрез литосферы, который сопоставляется со скоростями прохождения сейсмических волн в определенных типах пород исходя из предположения, что последние слагают выдержанные по простираанию и достаточно однородные слои. В областях распространения нестратифицированной коры правильная интерпретация такого сейсмического разреза вряд ли возможна.

ВЫВОДЫ

1. В результате исследований океанических структур за последнее десятилетие показано, что в разломных зонах и прилегающих участках рифтов, а также непосредственно в рифте САХ на поверхность выведены мантийные и нижнекоровые породы. Эти зоны сложного строения, где не формируется нормальный стратифицированный разрез океанической коры, получили название области сухого спрединга. В областях развития процессов сухого спрединга объем расплавов, достигающих коры, гораздо меньше, чем необходимо для формирования стратифицированного разреза. Растяжение ранее сформированной литосферы сопровождается формированием многочисленных наклонных разломных зон, по которым блоки литосферы смещаются, разворачиваются и деформируются. Одновременный с растяжением подъем мантийных ультраосновных пород приводит к сложному сочетанию разновременных и разнонаправленных полей напряжений, сопровождаемых формированием деформационных зон. При этом образуется кора, состоящая из тектонически разобщенных, деформированных и перемешанных блоков различных пород.

2. Области нестратифицированной коры наиболее широко распространены в пределах структур Атлантического океана, а также в хребте Гаккеля (Северный Ледовитый океан). В Тихом океане выходы на поверхность габброидов и ультрабазитов известны только в пределах некоторых разломных зон. В Индийском океане мантийные и нижнекоровые породы встречаются гораздо чаще, чем в Тихом, слагают большинство поперечных поднятий, входящих в структуры трансформных разломов, но практически не известны за пределами последних. Отличие Атлантического океана состоит в том, что габброиды и ультрабазиты, кроме разломных зон, выходят на поверхность дна в пределах ряда сегментов рифтовых долин. В первую очередь, это относится к районам, прилегающим к крупным разломным зонам: Кейн, Зеленого Мыса, Романш и др., но

также характерно для САХ, где отсутствуют крупные разломные зоны ($7^{\circ}10' - 5^{\circ}$ с.ш.).

3. В Центральной Атлантике расстояние между разломными зонами сопоставимо с шириной самих разломных зон (включая поперечные хребты как неотъемлемую часть трансформных разломов). Таким образом, в пределах молодых структур САХ (0–2 млн. лет) районы распространения нестратифицированной коры по самой скромной оценке составляют не менее 40–50% общей площади. Сложнее оценить масштабы распространения такой коры в более древних областях за пределами САХ. Как показывает исследование структур САХ, нестратифицированная кора образуется периодически. Этапы сухого спрединга длятся 1,5–4 млн. лет и чередуются с этапами, когда формируется нормальная стратифицированная кора. В структурах трансформных разломов также проявлены вариации в характере формирования и составе коры, хотя и в меньшей степени.

4. Феномен сухого спрединга является проявлением нестационарности геодинамических процессов формирования океанической коры. Последние зависят от сочетания самых разнообразных факторов, наиболее весомыми из которых являются флуктуации термодинамического режима в мантии (пульсационный, неустойчивый апвеллинг мантийного материала [17]), скорости спрединга и жесткости (однородности и мощности) литосферы. В свою очередь, неустойчивость процесса глубинной конвекции определяется влиянием нелинейных энергетических факторов [8].

Работы проводились при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты РФФИ №№ 03-05-64159, 02-05-64652) и Минпромнауки РФ (программа “Мировой океан”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазарович А.О., Симонов В.А., Пейве А.А., Ковязин С.В., Третьяков Г.А., Разницин Ю.Н., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Гидротермальная минерализация разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 1–8.
2. Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Добролюбова К.О. Рельеф и структура рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта между 5° и $7^{\circ}18'$ с.ш. // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 5.
3. Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный Мир, 2002. 277 с. (Тр. ГИН; Вып. 548).
4. Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Киприани 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

- ко Н.Н. Особенности строения района разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Докл. АН. 2001. Т. 377. № 6. С. 803–806.
5. 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.
 6. Перфильев А.С., Пейве А.А., Пуцаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н. Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. № 4. С. 3–14.
 7. Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Пейве А.А., Перцев А.Н., Колобов В.Ю. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 183–199.
 8. Пуцаровский Ю.М. Геодинамическая неустойчивость океанского спрединга (Атлантический океан) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 3–13.
 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., Пейве А.А., Перфильев А.С., Бонатти Э., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н. Тектоника разломной зоны Романш (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 1. С. 77–79.
 11. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Сколотнев С.Г., Лянунов С.М., Турко Н.Н. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.
 12. Пуцаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г., Кебезинская П.К., Турко Н.Н., Пейве А.А., Дмитриев Д.А. Разломы Архангельского, Долдрамс и Вернадского в Центральной Атлантике: структура и вещественный состав пород // Геотектоника. 1992. № 6. С. 63–79.
 13. Пуцаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г., Лянунов С.М., Цуканов Н.В., Щербаков С.А. Новые данные о строении и вещественном составе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 6. С. 1459–1463.
 14. Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Кольцова А.В., Князев А.Б., Холл Д.К., Удинцев В.Г. Рельеф и строение экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1996. Т. 36. № 6. С. 897–909.
 15. Bonatti E. Subcontinental mantle exposed in the Atlantic ocean on St Peter-Paul islets // Nature. 1990. № 6278. P. 800–802.
 16. Bonatti E., Brunelli D., Fabretti P., Ligi M., Portaro R., Seyler M. Steady-state creation of crust-free lithosphere at cold spot in mid-ocean ridges // Geology. 2001. Vol. 29. № 11. P. 979–982.
 17. Bonatti E., Ligi M., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ottolini L. Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere // Nature. 2003. Vol. 423. P. 499–505.
 18. Canales J.P., Collins J.A., Escartin J., Detrick R.S. Seismic structure across the rift valley of the Mid-Atlantic ridge at 23°20' (MARK area): implications for crustal accretion processes at slow spreading ridges // J.G.R. 2000. Vol. 105. № B12. P. 28 411–28 425.
 19. Cannat M. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at Mid-ocean ridges // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. № B3. P. 4163–4172.
 20. Cannat M. How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges? // J.G.R. 1996. Vol. 101. № B2. P. 2847–2857.
 21. Cannat M., Lagabriele Y., Bougault H., Casey J., Courettes N., Dmitriev L., Fouquet Y. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic ridge: geological mapping in the 15°N region // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 279. P. 193–213.
 22. Cannat M., Mevel C., Maria M., Deplus C., Durand C., Gente P., Agrinier P., Belarouchi A., Dubuisson G., Humler E., Reynolds J. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic ridge (22°–24°N) // Geology. 1995. Vol. 23. № 1. P. 49–52.
 23. 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.
 24. Escartin J., Cannat M. Ultramafic exposures and gravity signature of the lithosphere near the Fifteen-Twenty fracture zone (Mid-Atlantic ridge, 14°–16.5° N) // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 17. P. 1411–1424.
 25. Fox P.J., Schreiber E., Rowlett H., McCamy K. The geology of the Oceanographer fracture zone: a model for fracture zones // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81. № 23. P. 4117–4128.
 26. Gracia E., Bidea D., Hekinian R., Lagabriele Y., Parson L. Along-axis magmatic oscillations and exposure of ultramafic rocks in a second-order segment of the Mid-Atlantic ridge (33°43' N to 34°07' N) // Geology. 1997. Vol. 25. № 12. P. 1059–1062.
 27. Hess H.H. The oceanic crust // J. Marine Research. 1955. Vol. 14. P. 423–439.
 28. Jokat W., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M.C., Drachev S., Gauger S., Snow J. Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge // Nature. 2003. Vol. 423. P. 962–965.
 29. Karson J.A., Thompson G., Humphries S.E., Edmond J.M., Bryan W.B., Broun J.R., Winters A.T., Pockalny R.A., Casey R.A., Casey J.F., Campbell A.C., Klinkhammer G., Palmer M.R., Kinzler R.J., Sulanowska M.M. Along axis variations in seafloor spreading in the MARK area // Nature. 1987. Vol. 328. P. 681–685.
 30. Matsumoto T., Keleman P.B. Precise geological and geophysical mapping on both sites of the 15°20' N fracture zone on the MAR – tectonic extension and its consequent exposure of ultramafic and plutonic rocks along the magma-poor ridge axis (MODE'98 Leg1 Cruise) // InterRidge News. 1998. Vol. 7. № 2. P. 13–17.

31. *Mével C., Cannat M., Gente P., Marion E., Auzende J., Karson J.A.* Emplacement of deep rocks on the west median valley wall of the MARK area // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 190. P. 31–53.
32. *Michael P.L., Langmuir C.H., Snow J.E., Goldstein S.L., Graham D.W., Lehnert K., Kurras G., Jokat W., Muehe R., Edmonds H.N.* Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic ocean // *Nature*. 2003. Vol. 423. P. 956–961.
33. *Mutter J.C., Karson J.A.* Structural processes at slow spreading ridges // *Science*. 1992. V. 257. P. 627–634.
34. Penrose field conference on ophiolites // *Geotimes*. 1972. Vol. 17. P. 24–25.
35. *Peyve A., Bonatti E., Brunelli D., Chilikov A., Cipriani A., Dobrolubova K., Efimov V., Erofeev S., Ferrante V., Gasperini L., Hekinian R., Ligi M., Maurizio G., Mazarovich A., Perfiliev A., Raznitsin Yu., Saveliyeva G., Sichler B., Simonov V., Skolotnev S., Sokolov S., Turko N.* New data on some major MAR structures: initial results of R/V Akademik Nikolaj Strakhov 16 cruise // *InterRidge News*. 2000. Vol. 9. № 2. P. 28.
36. *Reston T.J., Weinrebe W., Grevemeyer I., Flueh E.R., Mitchell N.C., Kirstein L., Kopp C., Kopp H.* Participants of Meteor 47/2 A rifted inside corner massif on the Mid-Atlantic Ridge at 5° // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 2002. Vol. 200. P. 255–269.
37. *Sleep N.H., Barth G.A.* The nature of oceanic low crust and shallow mantle emplaced at low spreading rates // *Tectonoph.* 1997. Vol. 279. P. 181–191.
38. *Tucholke B.E., Lin J., Kleinrock M.C., Tivey M.A., Reed T.B., Goff J., Jaroslow G.E.* Segmentation and crustal structure of the western Mid-Atlantic ridge flank, 25°25'–27°10' and 0–29 m.y. // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 10203–10223.

Рецензенты: С.В. Руженцев, Г.Н. Савельева

Dry Spreading of the Oceanic Crust: Tectono-Geodynamic Aspects

A. A. Peive

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

Abstract—Oceanic structures, MOR rift zones in particular, where the mantle and lower crustal rocks are exposed on seafloor, are discussed. These complexly built structures, where the normal stratified oceanic crustal sequence does not form, have been called dry spreading zones. Possible formation mechanisms and models of such structures are analyzed. The volume of melts that reaches the crust in dry spreading zones appears to be much smaller than required to form a stratified sequence. The stretching of the previously formed lithosphere gives rise to numerous inclined fracture zones that accommodate lithospheric blocks movements, rotations, and deformations. The simultaneous upwelling of mantle rocks leads to a complex combination of asynchronous multidirectional stress fields and zones of deformation. As a result, a new crust consisting of tectonically separated, deformed, and combined blocks of different rocks is formed. The extent of chaos peaks near fracture zones. The complex structural relationships between rocks in rift zones are partially concealed by young lavas. The available data suggest that the nonstratified crust is not an accidental phenomenon but makes up a considerable part of the Atlantic structures.

УДК 551.244.3

СПРЕДИНГ И РИФТОГЕНЕЗ – ИЗОТОПНО-ГЕЛИЕВАЯ СПЕЦИФИКА

© 2004 г. Б. Г. Поляк

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

Поступила в редакцию 25.11.2003 г.

Механизмы спрединга в океанической коре и рифтогенеза в континентальной обсуждаются в свете данных о флуктуациях изотопного состава гелия. Рассмотрены данные по Срединно-Атлантическому хребту, Восточно-Тихоокеанскому поднятию, Байкальской рифтовой зоне, Рейнскому сегменту Североморско-Ливийского пояса, Африкано-Аравийскому поясу. В срединно-океанических хребтах величина $^3\text{He}/^4\text{He}$ в донных базальтах и подводных гидротермах чрезвычайно однообразна, тогда как в породах и флюидах континентальных рифтов она широко варьирует вдоль их простиранья. Эти вариации указывают на разную интенсивность мантийного диапиризма в их сегментах (неодинаковую по простиранью степень раскрытия континентальных рифтов).

ВВЕДЕНИЕ

Открытие в середине прошлого века Срединно-Атлантического хребта с ярко выраженной осевой долиной, напомнившей описанные Дж. Грегори еще в конце XIX века характерные долины Восточной Африки [52], привело к представлению о порождении этих структур одним и тем же глобальным процессом рифтогенеза, проявляющимся как на континентах, так и на дне океанов. Такое представление отразилось в названиях многочисленных статей и монографий, посвященных этой проблеме: “Континентальный и океанский рифтогенез” [14], “Continental and Oceanic Rifts” [46], “The world rift system” [74] и т.п. Тем не менее, полной ясности в вопросе о том, “Что же такое рифты?” [39], как и «О понятиях “рифтовая структура” и “рифтогенез”» [3], нет, и, прежде всего, из-за того, употребляются ли эти термины для характеристики *последствий* процесса или подразумевают его *причины*.

Вводя термин “рифт” в геологический обиход, Дж. Грегори не вкладывал в него никакого содержания, кроме структурно-геоморфологического: «Те опущенные долины с крутыми параллельными бортами, которые профессор Зюсс называл “грабенами”, ...можно условно назвать “рифтовыми долинами”» ([60], рус. пер., с. 66). Этимологически слово “rift” означает “расщелина, образовавшаяся при раскалывании или расщеплении; расхождение” (там же). Таким образом, если отдавать приоритет характеристике результатов процесса, то термин “рифт” действительно может применяться как к континентальным рифтовым зонам, так и к осевым долинам срединно-океанических хребтов (СОХ). Но степень сходства этих структур не стоит преувеличивать: узкая (десятки метров) и мелкая (8–15 м) “axial summit caldera” Восточно-Тихоокеанского поднятия, в которой

довелось работать автору [70], лишь по форме, но никак не по масштабам может быть уподоблена рифтам Восточной Африки, как, кстати, и осевой долине Срединно-Атлантического хребта.

Наполнение же в XX веке разными исследователями термина “рифт” геодинамическим содержанием было вполне субъективным. Исследование тектонотипа континентальных рифтов – Африкано-Аравийского пояса привело к убеждению, что неотъемлемыми чертами этих структур являются высокая геотермальная и в том числе вулканическая активность, сейсмичность, положительные аномалии гравитационного поля. Сходство пояса в этом отношении с подводными срединно-океаническими хребтами укрепляло представление о тождестве геодинамических обстановок, в которых возникали оба типа структур. Такое представление четко выразил Е.Е. Милановский [23, 24 и др.]. В одной из этих работ он пишет: “...Рифтогенез проявляется не только на континентах, ... но и главным образом в океанах... Рифтовые зоны... представляют собой обширные... полосовидные области повышенного... и очень высокого термического режима, в которых происходит подъем нагретого мантийного материала, сопровождаемый (курсив мой – Б. П.) ... растяжением его в подошве... и... проникновением внутрь земной коры, ее... растяжением, растрескиванием...” [24, с. 5–6]. Тех же взглядов придерживается А.Ф. Грачев [6 и др.] и многие другие исследователи рифтовых зон. Такая модель рифтогенеза получила название *активной*. Она адекватно описывает ситуацию в срединных хребтах – зонах спрединга океанической коры.

Однако другие, не менее авторитетные исследователи не считают подъем мантийного материала причиной рифтогенеза. Например, Ю.М. Пущаровский [34, с. 3] полагает, что “его сущность

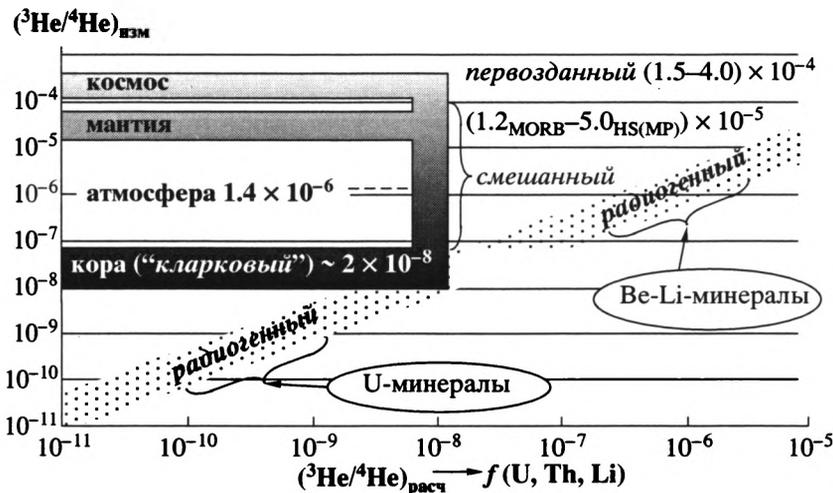


Рис. 1. Типы и резервуары гелия в природе (по [20])

состоит в том, что земная кора растрескивается, делается проницаемой для магматических масс, глубинных растворов и подземного тепла, стены трещины при этом раздвигаются и кора утоняется". Такую модель рифтогенеза называют *пассивной* – в том смысле, что к образованию трещины (рифта) ведут напряжения в коре, внешние по отношению к району рифта [16, с. 3]. В пассивной модели причинно-следственная связь деформаций коры и мантийного диапиризма диаметрально противоположна той, которая предполагается активной моделью, что исключает прямую аналогию между срединно-океаническими хребтами и континентальными рифтовыми зонами. Возникшую дилемму лапидарно сформулировал В.Е. Хаин в работе, посвященной развитию Центрально-Азиатского горного пояса: "...коллизия или мантийный диапиризм?" [36, с. 317]. В этой и другой своей работе [62] он одним из первых предложил для развития континентальных рифтов пассивную модель. При этом он допускает возможность трансформации пассивной модели в активную и в своей капитальной монографии [37] пишет: "... ряд ЗКП могли закладываться на протоконтинентальной коре в условиях ее *рифтинга*, который далее мог смениться (но не обязательно сменялся) *спредингом*... *Спрединг* и *предшествующий ему рифтинг*..." (там же, с. 56, 72; курсив мой – Б. П.), тем самым четко различая два этих процесса.

Недавно Ю.Г. Леонов, проанализировав разнообразную геологическую информацию о континентальных рифтах, заключил, что их "свойства... находят объяснение в модели пассивного рифтогенеза и плохо согласуются с активной моделью" [16, с. 3]. Он считает, что окончательный выбор между двумя моделями требует анализа и других, в частности, петрологических данных.

В статье, предлагаемой вниманию читателя, делается попытка пролить свет на проблему, используя результаты изучения изотопного состава гелия, главным образом, в свободно циркулирующих подземных флюидах.

ИЗОТОПИЯ ГЕЛИЯ – ИНДИКАТОР ТЕПЛОМАССОПОТОКА ИЗ МАНТИИ

Изотопный состав гелия в геологических объектах чрезвычайно разнообразен: отношение концентраций легкого и тяжелого изотопов ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$ варьирует в них в исключительно широком диапазоне величин (рис. 1). Это обусловлено присутствием в земном гелии двух генетически различных компонентов (см. сводку [20] и ссылки в ней). Один из них – первичный, или первозданный, гелий, в котором $R \sim 10^{-4}$, возник в момент Большого Взрыва, присутствует в космическом веществе и был захвачен Землей в процессе аккреции. Другой компонент – радиоогенный, образующийся в результате распада урана и тория и инициируемый этим процессом ядерных реакций (например, ${}^6\text{Li} + n = {}^4\text{He} + {}^3\text{H}$, ${}^3\text{H} - (\beta) - {}^3\text{He}$). Зная в породе (минерале) содержание U, Th и Li, можно вычислить равновесное ему значение отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в том же образце. В случае, когда оно совпадает с измеренным, можно, вне зависимости от величины R , заключить, что в данном объекте присутствует только радиоогенный гелий. В U-минералах значение R может опускаться до $\sim 10^{-9}$ и ниже, тогда как в богатых литием оно достигает $\sim 10^{-5}$ [35]. При кларковых, типичных для земной коры содержаниях U, Th и Li величина $R \approx 2 \cdot 10^{-8}$; такое отношение в земном гелии называют "каноническим радиоогенным", или "коровым". Но во многих объектах при вычисленном (равновесном) значении $R \sim 10^{-8}$ измеренные значения этого отношения выше, указывая на присутствие в

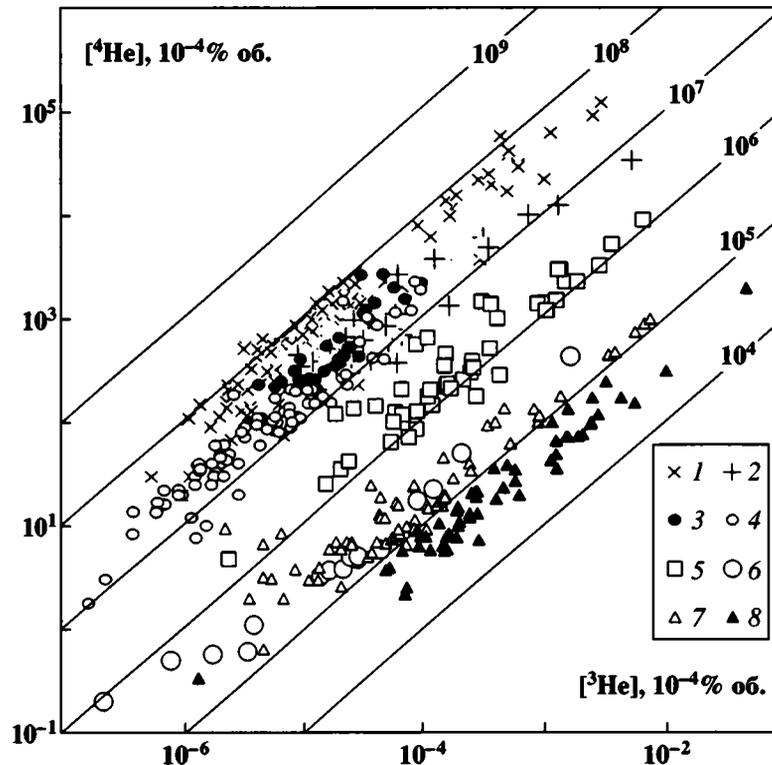


Рис. 2. Тектоническая упорядоченность величин $^3\text{He}/^4\text{He}$ в свободно циркулирующих подземных флюидах
 1 – дорифейская Восточно-Европейская платформа; 2 – участки платформы, активизированные в палеозое (Донбасс, Днепровско-Донецкая впадина, Припятский прогиб); 3 – байкалиды (Тимано-Печорский регион); 4 – герциниды (Скифская плита); 5, 6 – герциниды, активизированные в кайнозое: 5 – Большой Кавказ, 6 – Центральный Французский массив; 7 – вулканические районы Италии; 8 – Исландия

таких объектах, помимо радиогенного, гелия с иным изотопным составом. Это ясно видно в современной атмосфере, в которой $R = 1.4 \times 10^{-6}$ [21]. Контаминация гелия пробы воздушным компонентом поддается учету, позволяющему исключить его возможную примесь, но и после этого измеренные значения R довольно часто оказываются выше не только “корового”, но и атмосферного. Это говорит о присутствии в таких объектах некоторой примеси первозданного гелия, который, как оказалось, несмотря на постоянную диссипацию в околоземное космическое пространство, до сих пор не полностью потерян Землей. В объектах, генетически связываемых с дегазацией и дифференциацией мантии, – газах действующих вулканов, донных базальтах океанов, ультраосновных ксенолитах и некоторых минералах изверженных пород – встречены значения $R \sim 10^{-5}$, показывающие, что ~10% такого гелия все еще составляет первичный компонент, хотя остальной гелий уже чисто радиогенного происхождения.

Как давно показал Э.К. Герлинг [4], породы и минералы теряют гелий, как содержащийся, так и возникающий в них, который “убегает” из них в

омывающие флюиды. Там его изотопный состав более или менее осредняется, в соответствии с вкладом из всех его источников (пород разного состава и генезиса), и становится квазистационарной региональной характеристикой данного геоблока. Это весьма наглядно проявляется на рис. 2 при очень широком разбросе концентраций обоих изотопов ^3He и ^4He в газовой фазе подземных флюидов. Величина R в этих флюидах антибатно связана с возрастом тектоно-магматической активности в районах их распространения. Тем самым она оказалась сходной с плотностью фонового кондуктивного теплового потока (q), которая также убывает по мере увеличения этого возраста [31, 54, 73 и др.]. Неудивительно поэтому, что между *фоновыми* значениями R и q существует прямая корреляция [26, 32]. Она позволяет по изотопному составу гелия во флюидах ориентировочно оценить плотность теплового потока. Это было проверено специальным исследованием грабена Охрже (Егер) в Богемском массиве [30], а позже подтверждено работами в российском Прибайкалье [19], Монголии [38] и Восточном Китае [51].

Совместный анализ плотности теплового потока, q , и отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в геологических объектах глубоко оправдан их важнейшей общей чертой: внутренне обусловленной изменчивостью во времени – из-за остывания недр (источников тепла) и радиогенной генерации ^4He , соответственно. Эта черта кардинально отличает q и $^3\text{He}/^4\text{He}$ от всех прочих количественных геопараметров – геологических, геофизических, геохимических, – кроме составов других элементов, имеющих радиогенные изотопы, как Ar, Pb, Sr, Nd и т.п.

Дальнейшие исследования показали, что, вопреки бытующим представлениям об автономных потоках летучих из мантии и в соответствии с корреляцией R и q , носителем мантийного гелия и тепла является силикатное вещество: в продуктах новейшей вулканической и гидротермальной деятельности была найдена корреляция изотопных составов атмосферного гелия и литофильного стронция. Сначала она была обнаружена в Италии [29, 68], а затем и в других звеньях мобильных поясов – в индонезийской дуге Банда [56], в Андах [57], на Северном Кавказе [71]. Таким образом, изотопный состав гелия в подземных флюидах оказывается однозначным и крайне чувствительным индикатором разгрузки глобального тепломассопотока.

ВЕЛИЧИНА $^3\text{He}/^4\text{He}$ ВО ФЛЮИДАХ И ПОРОДАХ СОХ

Впервые гелий с превышающими атмосферные значениями $R \sim 1 \times 10^{-5}$ был обнаружен в 1969 г. в газах Курильской островной дуги [22]. Почти одновременно его следы были найдены в водах Тихого океана [44], что было приписано поступлению в них такого гелия из океанической коры, постоянно образующейся в зонах спрединга. Эти находки были интерпретированы как доказательство присутствия в земной мантии остатков первичного гелия. После этого срединно-океанические хребты стали объектом детальных изотопно-гелиевых исследований. Основной объем этих исследований относится к донным базальтам. Гелий из драгированных образцов извлекался разными способами: полным плавлением, дроблением с анализом фракций разной размерности, путем ступенчатого отжига. В конечном счете полученные данные выявили крайне узкий диапазон вариаций величины R : среднее ее значение в глобальной системе СОХ составляет $(1.15 \pm 0.1) \times 10^{-5}$ [65]. Именно такое значение приписывается сегодня на основании этих исследований резервуару MORB.

Кроме базальтов, были исследованы и подводные гидротермы, разгружающиеся местами в осевых долинах СОХ: поля ТАГ, Снэйк Пит, Лаки

Страйк в Срединно-Атлантическом хребте (САХ), поля 11, 13 и 21° с.ш. на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП), проявления во впадине Гуаймас Калифорнийского залива и т.п. Всюду в таких гидротермах изотопный состав гелия оказался полностью тождественным обнаруженному в донных базальтах.

В результате оказалось возможным проследить распределение величин R вдоль простирания САХ и – менее детально – ВТП. Оно показало чрезвычайно однообразное изотопное состав гелия в зонах спрединга океанической коры. Вместе с тем, на североатлантическом профиле (рис. 3) ясно проявляется специфика газов Исландии: в них величина отношения R местами в 3–3.5 раза превышает уровень MORB. Такие значения были обнаружены здесь еще давно [13], вскоре после первых находок следов первичного гелия в вулканических эманациях, и многократно подтверждены позднейшими исследованиями.

Похожие на исландские значения R в вулканических и геотермальных газах были встречены и в некоторых других довольно немногочисленных районах земного шара: на о-вах Гавайи, в Йеллоустонском парке, Эфиопии [45–47] и кое-где еще. Недавно более высокие, чем в MORB, значения R были также обнаружены в продуктах вулканической деятельности на Азорских [66] и Канарских [58] островах.

Такие значения R , превышающие уровень MORB, характеризуют горячие пятна (hot spots) в понимании У. Моргана [67] – восходящие токи из нижней (недеплезированной) мантии, где доля первичного компонента в содержащемся гелии достигает, по-видимому, 50%. Именно изотопный состав гелия позволяет отличить такие мантийные плюмы (mantle plumes) от множества декларируемых сегодня “горячих точек”, к которым по определению можно отнести любой вулкан.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ $^3\text{He}/^4\text{He}$ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТАХ

Предпосылки интерпретации

Для поиска закономерностей в латеральных вариациях изотопного состава гелия необходимо, помимо введения в результаты измерений поправки на возможную контаминацию воздухом, выполнение еще двух обязательных условий.

Во-первых, надо предварительно выяснить, насколько величина R в пунктах опробования устойчива во времени: если она меняется, то местные различия могут оказаться иллюзорными. Такой подход был реализован при исследовании Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления. Всего здесь было опробовано более ста источников и скважин (рис. 4). Неоднократное опробова-

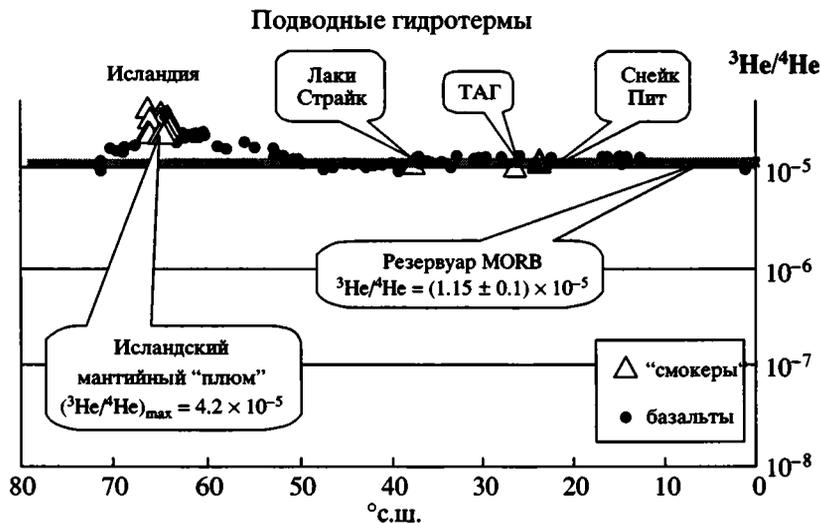


Рис. 3. Распределение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ вдоль оси Срединно-Атлантического хребта (по данным из работ Allegre C.J., Condomines M., Hilton D.R., Hooker P.J., Jenkins W.J., Khabarin L.V., Kononov V.I., Kurz M., Mamyurin B.A., Marty B., O'Nions R.K., Oxburgh E.R., Polyak B.G., Staudacher T., Tolstikhin I.N. и др.)

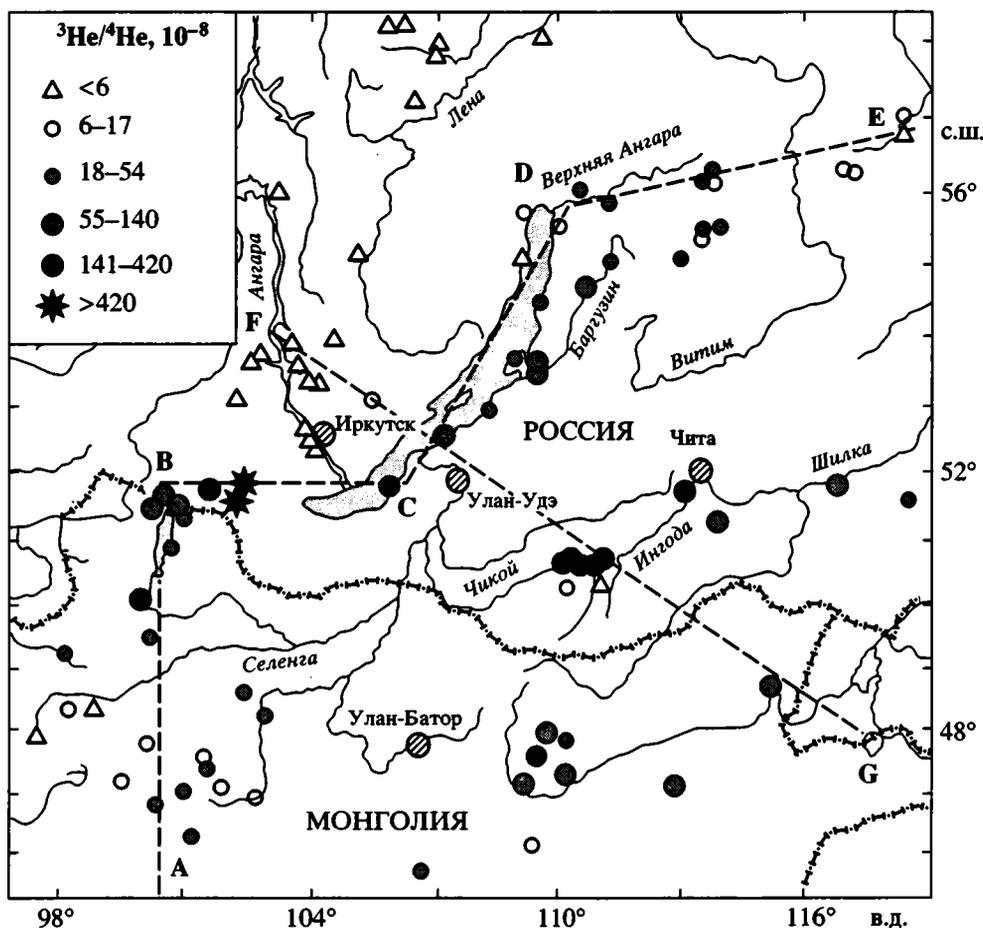


Рис. 4. Изученность изотопного состава гелия в подземных флюидах Байкало-Монгольского региона [27]

Пунктам, в которых величина отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ измерялась неоднократно или в разных объектах, пространственно совпадающих в масштабе карты, приписано ее среднее значение, отраженное в системе условных знаков (см. легенду на рисунке). F-G и A-E – линии профилей (см. соответственно рис. 5 и 6)

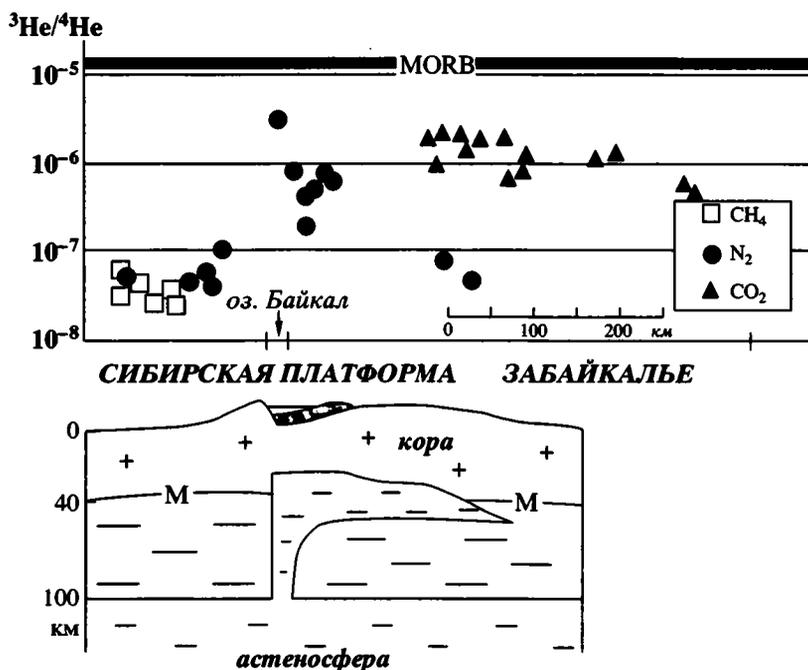


Рис. 5. Распределение $^3\text{He}/^4\text{He}$ вкост простирания Байкальской рифтовой зоны (см. линию F–G на рис. 4). Внизу – глубинное строение региона по геофизическим данным (по [2])

ние некоторых из них в течение более 20 лет показало устойчивость изотопно-гелиевого отношения во времени в каждом пункте наблюдений при любом уровне значений R [27]. Подчеркнем, что в большинстве этих пунктов пробы в разное время отбирались разными исследователями и исследовались в разных лабораториях. Поэтому для суждений о закономерностях латерального распределения значений R в данном регионе сравнение результатов, полученных в разных его пунктах в разное время, представляется вполне допустимым.

Во-вторых, для той же цели следует выяснить вертикальную изменчивость изотопно-гелиевого отношения во флюидах в геологическом разрезе районов опробования. Реализовать это требование можно, естественно, только в разбуренных районах. К таким районам относится Тункинская впадина Байкальской рифтовой зоны, Иркутский амфитеатр и Непский свод Сибирской платформы. Было установлено, что во всех этих районах величина R одинакова в газах из поверхностных источников и разных интервалов геологического разреза, независимо от того, какой компонент преобладает в составе газов, но при этом в рифтовой впадине она почти на три порядка выше, чем на платформе [27]. Отсутствие систематических различий изотопно-гелиевого отношения в вертикальном разрезе разбуренных районов позволяет совместно анализировать результаты опробования R в пробах из источников и скважин.

Байкало-Монгольский регион

Региональные различия изотопного состава гелия в подземных флюидах хорошо видны на профиле, построенном вкост простирания Байкальской рифтовой зоны (рис. 5). На нем ярко виден резкий контраст между дорифтовой Сибирской платформой и Байкальским рифтом. Но к востоку от оз. Байкал картина совершенно иная: в Забайкалье величины R находятся почти на том же уровне, что и в рифтовой зоне.

Эта картина формально согласуется с особенностями глубинного строения региона, вытекающими из геофизических данных. По этим данным (см. обзор в [2]), от расположенного под Байкальской рифтовой зоной субвертикального щелевидного канала, поднимающегося из астеносферы до поверхности Мохо, на этом уровне ответвляется “kozyрек” аномальной мантии – пластовая зона низких скоростей продольных сейсмических волн и повышенной электропроводности (что косвенно указывает на ее более высокую температуру), которая протягивается примерно на 300 км к юго-востоку от оз. Байкал. Над этой зоной в средней и верхней коре выделяются субвертикальные “каналы” с электропроводностью 5–10 Ом·м под Байкальским рифтом и 20–50 Ом·м в Забайкалье, интерпретированные как разломные флюидонасыщенные (магмоподводящие ?) зоны.

Из распределения величин R во флюидах Забайкалья можно заключить, что пластовая (?) интрузия аномальной мантии, содержащей, по гео-

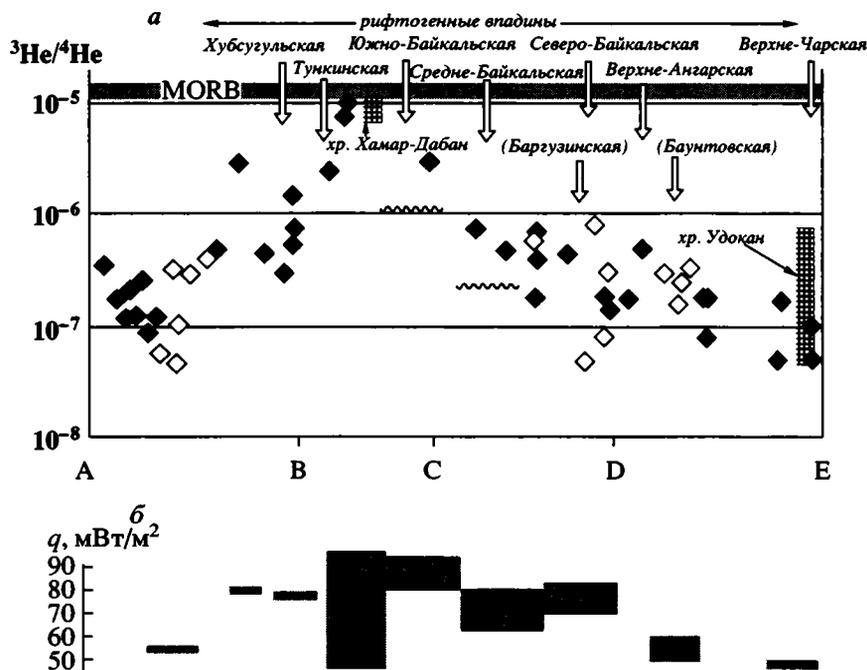


Рис. 6. Распределение $^3\text{He}/^4\text{He}$ (а) и теплового потока (б) вдоль простирания Байкальской рифтовой зоны [27] (см. линию А–Е на рис. 4)

Черными ромбами показаны значения R в газах гидротерм, лежащих вблизи оси рифтовой зоны, открытыми – на прилегающих участках (например, в Баргузинской и Баунтовской впадинах). Данные по породам показаны заштрихованными столбиками соответственно диапазонам значений R , указанным в работе [10]. Волнистыми линиями показаны уровни значений R в газах, растворенных в воде оз. Байкал, по данным из работы [9]

физическим данным, несколько процентов расплава [2], тянется к юго-востоку дальше, чем предполагалось по этим данным. Сопоставляясь с ними явная примесь мантийного гелия в газах источников восточного фланга рифтовой зоны показывает, что здесь происходит скрытая разгрузка тепломассопотока из мантии и притом на гораздо большей площади, чем открытая.

Но особенно показательно распределение значений R вдоль простирания Байкальской рифтовой зоны. Благодаря имеющимся данным, его удалось проследить на расстоянии более 2000 км между Верхне-Чарской и Хубсугульской рифтогенными впадинами и далее к югу примерно вдоль 100° в.д. до Болнайского разлома. В обнаруженных вариациях изотопного состава гелия ясно видна пространственная упорядоченность (рис. 6).

Максимальные значения R до 1.1×10^{-5} , которые были обнаружены в восточной части Тункинской впадины первыми исследованиями [17] и подтверждены всеми последующими, оказались присущими только этому сегменту Байкальской рифтовой зоны. Эта впадина, как известно, отличается от всех остальных грабенообразных депрессий Байкальской рифтовой зоны высокой вулканической активностью: продукты этой активности, проявлявшейся с начала миоцена до голоцена

включительно, слагают большую часть ее осадочного чехла и образуют четыре группы небольших моногенных построек на ее поверхности.

Существенно меньшее значение $R = 3 \times 10^{-6}$ измерено в пробе из источника Святой Ключ на берегу соседней Южно-Байкальской впадины [69]. На дне этой впадины происходит разгрузка глубинных флюидов, что было доказано геотермическими исследованиями [5] и изотопным составом гелия в водах озера [9].

В газах источников, разгружающихся вдоль восточных берегов Средней и Северной впадин ванны оз. Байкал, значения изотопно-гелиевого отношения становятся еще ниже, хотя и в них вполне заметна примесь мантийного компонента. Но на западном берегу Северной впадины значения R опускаются до канонического радиогенного уровня, что говорит об особенно быстром убывании мантийного сигнала в антирифтовом направлении к западу.

Таким же, как в Северо-Байкальской, остается среднее значение R в исследованных источниках соседней Верхне-Ангарской впадины, а далее к северо-западу вдоль Северо-Муйского хребта, хребта Удокан и Верхне-Чарской депрессии оно последовательно уменьшается до уровня, характерного для рассеченной рифтом древней континентальной коры (о коровом происхождении гелия в газах

Верхне-Чарской депрессии говорит и его рекордно высокая концентрация – до 2.2 об. %).

Аналогичный тренд проявляется на рис. 6 в изотопном составе гелия, растворенного в водах самого оз. Байкал [9], а также во флюидах фланговых рифтогенных грабенообразных впадин, параллельных простиранию Байкальской рифтовой зоны – Баргузинской и Баунтовской [27].

К югу от Тункинского максимума изотопно-гелиевое отношение в подземных флюидах тоже убывает, как и к северо-востоку [33]. В Хубсугульской депрессии оно лишь в одном, самом южном, источнике Улхэн-Аршан совпадает с наблюдающимся на западе Тункинской впадины, а в среднем составляет 0.9×10^{-6} . В предгорьях Хангайского хребта до Болнайского разлома оно снижается еще вдвое, а в самом Хангае оно уже отвечает палеозойскому возрасту тектоно-магматической активности.

Наблюдающееся вдоль простирания Байкальской рифтовой зоны убывание интенсивности мантийного сигнала в подземных флюидах сопровождается уменьшением размеров рифтовых впадин, в том числе их глубины. Так, в Южно-Байкальской котловине кровля кристаллического фундамента (поверхности мелового – палеогенового предрифтового выравнивания) залегает на глубине около 7 км, в Северо-Байкальской – 4.5 км, в Верхне-Ангарской – 2 км, а в Верхне-Чарской – 1 км [25]. Это отвечает данным гравиметрии (см. там же и в [12]), свидетельствующим о повышении плотности коры под отдельными впадинами, которое объясняется внедрением основных и ультраосновных интрузий, усугубляющим растяжение впадин в силу изостатической компенсации.

Источник глубинных расплавов надежно идентифицируется по изотопно-гелиевой характеристике изверженных пород. Пока в регионе такие данные получены лишь для молодых базальтов Хамар-Дабанского и Удоканского ареалов – это результаты определения изотопного состава гелия в мантийных ксенолитах (шпинелевых лерцолитах) и хорошо удерживающем мантийный гелий оливине [8, 10]. Они были сопоставлены с данными о составе гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны. Как видно из рис. 6, данные по породам повторяют тренд, проявленный во флюидах: в Хамар-Дабанском ареале значения R намного выше, чем в Удоканском. Это было истолковано как признак изотопно-гелиевой неоднородности мантии вдоль простирания рифта [8]. Однако тренд, наблюдающийся во флюидах, гораздо естественнее объяснить контаминацией мантийных дериватов коровым гелием, которая постепенно усиливается по мере удаления от Тункинской впадины. В таком случае гелий, содержащийся в удоканских образцах, должен был быть

захвачен не из мантии. К решению возникшей проблемы прямое отношение имеют геотермические данные, поскольку базитовые расплавы, внедряясь из мантии в кору, приносят туда и аккумулярованное в них тепло.

В этой связи чрезвычайно показательным, что найденная вдоль простирания рифта закономерная изменчивость изотопного состава гелия повторяет черты изученного здесь ранее распределения теплового потока (см. рис. 6, б). С.В. Лысак [18] показала, что среднее значение плотности кондуктивного теплопотока неодинаково в разных звеньях Байкальской рифтовой зоны, тоже убывая в обоих направлениях от Южно-Байкальской впадины, названной ею “центром рифтогенеза”. При указанной в цитированной работе [18, табл. 26, с. 182] точности оценки среднего эта плотность вполне может быть такой же и в Тункинской впадине.

Наблюдающаяся в Байкальской рифтовой зоне положительная корреляция изотопно-гелиевого отношения с плотностью теплового потока – частный случай общей закономерности, обнаруженной в масштабе всего континентального блока Северной Евразии [26, 32]. Это естественная парагенетическая связь двух параметров, отражающих действие одной и той же причины – разгрузки теплового потока из недр Земли, несущего следы первичного гелия. Она проявляется не только при межрегиональных сопоставлениях, но и в региональном, а иногда даже локальном масштабе: не только, как было отмечено выше, в рифте Охрже, секущем Богемский массив [30], но и в Японии [72], Китае [51], Италии [61], Прибайкалье [19], на Украине [28], Северном Кавказе [71] и Восточном Тянь-Шане [11].

Упорядоченное изменение изотопного состава гелия в подземных флюидах и плотности фонового теплового потока в Байкальской рифтовой зоне ясно указывает на падение интенсивности разгрузки теплового потока из мантии в периферических отрезках зоны.

Изменчивость $^3\text{He}/^4\text{He}$ – специфика континентальных рифтов

Резкая изменчивость изотопного состава гелия в подземных флюидах современных континентальных рифтов – общая отличительная особенность этих структур. Более или менее широкая дисперсия значений R вдоль их простирания наблюдается не только в Байкальской рифтовой зоне, но и в рифтах Западной и Центральной Европы, в грабенах Восточного Китая и в самом тектонотипе континентальных рифтов – Африкано-Аравийском рифтовом поясе.

Так, в древней рифтовой системе Северного моря газы приуроченных к ней углеводородных

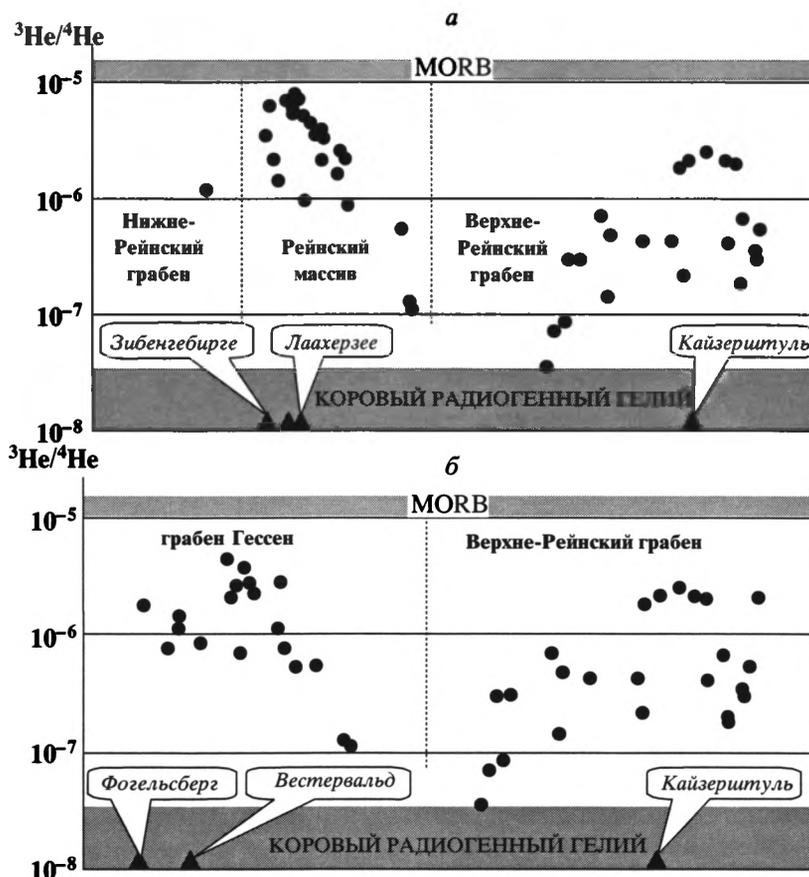


Рис. 7. Вариации $^3\text{He}/^4\text{He}$ в Рейнском сегменте Североморско-Ливийского рифтового пояса (по данным из [53]): а – Нижне-Рейнский грабен – Рейнский массив – Верхне-Рейнский грабен; б – Гессенский грабен – Верхне-Рейнский грабен

месторождений почти везде содержат гелий с низкими, близкими к каноническому радиогенному, значениями $R = (5.6\text{--}12.6) \times 10^{-8}$ [59]. В то же время, как подчеркнуто в последней работе, максимальные из этих значений приурочены к разломам, ограничивающим с запада рифтовые грабены Викинг и Центральный. Позднейшие исследования [41] показали, что на расположенном в северной части грабена Викинг месторождении Магнус значения R в таких же газах еще выше – $(28\text{--}54) \times 10^{-8}$, уже явно отражая примесь мантийного гелия.

В наземном продолжении североморских грабенов – в западногерманских Нижне-Рейнском, Гессенском и Верхне-Рейнском грабенах – диапазон вариаций R еще шире, охватывая почти три порядка величины – от 1.4×10^{-8} до 0.82×10^{-5} [53]. При этом распределение значений R вдоль простирающихся этих структур, как и в Байкальской рифтовой зоне, носит упорядоченный характер, но имеет не один, а два и притом разновеликих максимума. Как видно на рис. 7, в Рейнских грабенах эти максимумы совпадают с проявлениями новейшего магматизма: в Нижнем – с миоцено-

вым щелочным массивом Зибенгебирге и раннеголоценовым мааром оз. Лаахер-Зее, в Верхнем – с карбонатитами комплекса Кайзерштуль; в Гессенском грабене столь явной пространственной ассоциации нет. Но снижение значений R в вулканическом сегменте рифтовой зоны к югу от Рейнского массива вполне очевидно.

В рифтовом грабене Егер (Охрже), секущем с юго-запада на северо-восток Богемский массив и вмещающем, в частности, продукты среднеплейстоценового вулканизма [75], в углекислых газах мофеттного поля Нова Вес было найдено рекордно высокое для континентальной Европы значение $R = 0.9 \times 10^{-5}$ [55]. Оно практически равно найденному в газах мофетты Паличи южнее Этны [29] и уступает только однажды измеренному в фумароле на северо-западном склоне этого вулкана “морбовскому” значению $R = 1.12 \times 10^{-5}$ [40]. Вместе с тем, в этом рифте встречаются и на порядок более низкие значения R [75 и др.]. Примечательно, что далее к северо-востоку, в газах польских Судет с редкими и мелкомасштабными, но все же имеющимися проявлениями молодого

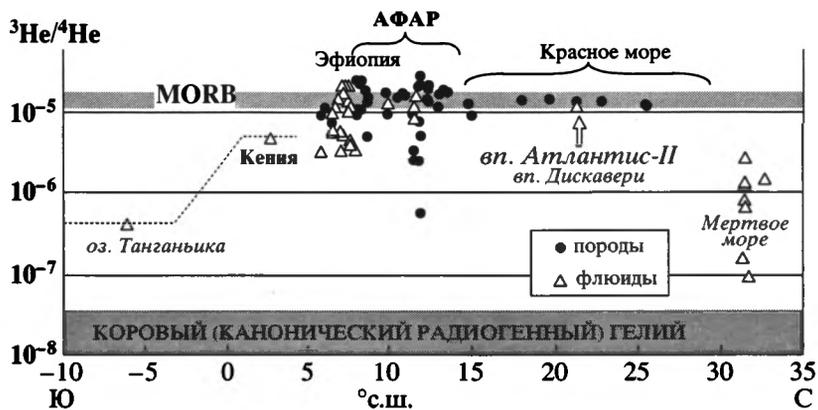


Рис. 8. Распределение $^3\text{He}/^4\text{He}$ вдоль простирания Африкано-Аравийского рифтового пояса (по данным из работ Allegre C.J., Bosh A., Craig H., Lupton J.E., Marty B., Mazor E., Moreira M., Sano Y., Scarsi P., Schlosser P., Staudacher T., Valbricht P.J., Wakita H., Weiss R.F.)

базальтового вулканизма было измерено значение $R = 0.39 \times 10^{-5}$ [43].

Практически такой же, как в европейских рифтах, размах значений R в рифтогенной депрессии Сонглияо и других аналогичных грабенах Восточного Китая — от 0.13×10^{-6} до 0.98×10^{-5} [51 и др.].

Естественно, что и в Африкано-Аравийском рифтовом поясе проявляется та же общая черта подобных структур — изменчивость изотопного состава гелия вдоль простирания. Это хорошо видно на сводном графике, приведенном на рис. 8. Минимальные значения R измерены в образцах, взятых из периферических сегментов пояса. На юге в газах, растворенных в воде оз. Танганьика, $R = 42 \times 10^{-8}$. Севернее это отношение во флюидах растет и в Эфиопском рифте достигает в газах источников близ оз. Читу $R = 2.1 \times 10^{-5}$ [48]. Это намного больше типичного для MORB. На этом же уровне остаются максимальные значения R в газах и породах и далее к северу, представляя аналогичный исландскому мантийный плюм Афар [50]. Севернее, в донных базальтах и гидротермах раскрывшегося (очевидно, благодаря этому плюму) Красного моря, величина R приближается к “морбовскому” уровню, опускаясь до 1.19×10^{-5} [63 и др.]. В самом же северном сегменте пояса, в Иорданском рифте, значения R опускаются до $(0.17-0.06) \times 10^{-5}$ [42].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопно-гелиевые данные помогают уточнить специфику процессов, создающих континентальные рифты. Большая изменчивость изотопного состава гелия вдоль их простирания, имеющая упорядоченный характер и сопряженная с вариациями фонового теплового потока (Байкальская рифтовая зона, Сонглияо и др.), а иногда, как в Байкальской рифтовой зоне, с измене-

нием морфологии рифтовых впадин и геофизических характеристик среды, указывает на разную интенсивность мантийного диапиризма в их сегментах. Это принципиально отличает геодинамические обстановки континентального рифтогенеза и океанического спрединга (рис. 9). Наблюдаемая изменчивость R , очевидно, отражает неодинаковую по простиранию степень раскрытия континентальных рифтов и, следовательно, иной механизм взаимодействия коры и мантии, чем в срединно-океанических хребтах.

Срединг океанической коры — реакция литосферы на подъем мантийных расплавов вдоль оси срединного хребта, происходящий на всем его протяжении примерно с одинаковой интенсивностью (что отражается в субпараллельности полосовых магнитных аномалий), т.е. в этом случае растяжение литосферы вызывается активностью мантии. Именно такой процесс, обычно называемый “осевым” спредингом (в отличие от “задугового”), представляет собой “активный рифтогенез”.

Континентальная же кора в целом, о чем писал еще П.Н. Кропоткин [15], находится в обстановке сжатия — как раз вследствие процессов, идущих в океанах. Это сжатие, сначала проявляющееся в скучивании или слипании отдельных коровых блоков (террейнов), в конечном счете приводит к сколовым деформациям, нарушающим сплошность коры (литосферы). Возникающие разрывы создают предпосылки для автономных движений разделившихся блоков, в результате чего формируются структуры типа *pull-apart* — эмбрионы континентальных рифтов. В таких структурах возникает возможность мантийного диапиризма — подъема мантийного вещества, декомпрессионного плавления на его фронте и вулкано-плутонической деятельности.

Таким образом, при континентальном (“пассивном”) рифтогенезе активность мантии — не

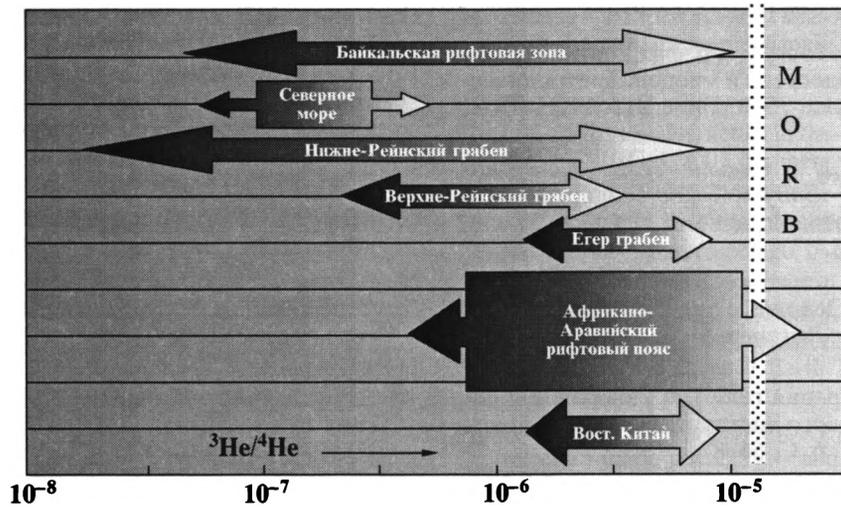


Рис. 9. Дисперсия изотопно-гелиевого отношения в континентальных рифтах (по данным из работ Allegre C.J., Ballentine C. J., Craig H., Graham D., Griesshaber E., Heinicke J., Hooker P.J., Jenkins W.J., Kämpf H., Kurz M.D., Lupton J., Marty B., Moreira M., Nakai S., O’Nions R.K., Oxburgh E.R., Scarsi P., Staudacher T., Weinlich F.H., Xu S., Wakita H., Zindler A.) и в резервуаре MORB [65]

причина, а следствие деформаций в перекрывающей литосфере. Эти деформации могут усиливаться расклинивающим действием мантийных плюмов из недеплетированной мантии в тех случаях, когда проекция плюмов на поверхность Земли совпадает с зоной рифтогенеза, поскольку на таких участках продуктивность вулканизма (и, вероятно, интрузивного магматизма) намного выше, чем вне их [26]. Судя по изотопному составу гелия во флюидах Африкано-Аравийского рифтового пояса, именно это имеет место в районе Афар.

Что же касается Исландской горячей точки, то ее положение на оси САХ представляется тоже более или менее случайным, так как траектории мантийных плюмов вряд ли зависят от поверхностной тектоники. Но оно объясняет парадоксальное сосуществование в кайнозойской истории Северной Атлантики двух кажущихся взаимоисключающими явлений: спрединга океанической коры как южнее, так и севернее Исландии – в хребтах соответственно Рейкьянес и Колбейнсей – и формирования субширотного “Тулейского” (Гренландско-Фаррерско-Шотландского) трансатлантического порога, который препятствовал миграции арктической фауны в Атлантику и наоборот, одновременно служа мостом, связывавшим флору Европы и Америки [1, 64 и др.]).

Некоторые исследователи (например, А.Ф. Грачев [7]) считают плюмы из недеплетированной мантии первопричиной континентального рифтогенеза. Если это и так, то раскол коры (литосферы) все равно должен происходить не одновременно на всем протяжении возникающих рифтовых зон (как это имеет место в уже существующих срединно-океанических хребтах), а развиваться по-

следовательно (по типу *propagating fissure*), от “центра рифтогенеза” к периферическим отрезкам этих зон. В предельном случае такое развитие событий может, по-видимому, привести к полной деструкции континентальной коры (Красное море), раскрытию новых океанов и, как следствие, к перестройке системы конвекционных ячеек в мантии.

Подводя итоги, можно констатировать, что изотопно-гелиевые данные поддерживают правоту представлений о пассивной природе континентальных рифтовых зон. Противоположный характер взаимодействия коры и мантии в этих зонах и срединно-океанических хребтах представляется гораздо более важной чертой их геодинамической специфики, нежели чисто формальное сходство осевых депрессий, возникающих в обоих случаях, из-за чего эти генетически разные структуры объединяются под общим названием “рифтовых”. Вместе с тем, несомненно, что эти принципиально разные явления – спрединг в океанах и рифтогенез на континентах – связаны обратной связью.

Благодарности. Автор признателен коллегам, с которыми он в разное время обсуждал отдельные аспекты этой работы, за ее поддержку и ценные советы: М.А. Ахметьеву, В.С. Буртману, В.И. Виноградову, А.Л. Книшперу, В.И. Кононову, Ю.Г. Леонову, И.Н. Толстихину, В.С. Федоровскому, М.Д. Хуторскому, Л.Е. Яковлеву. Кроме того, автор очень благодарен за конструктивную критику В.Е. Хаину и Н.В. Короновскому, просмотревшим рукопись и сделавшим важные замечания.

В ходе работы автор пользовался финансовой поддержкой РФФИ (гранты №№ 00-05-64014 и 03-05-64869).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ахметьев М.А.* Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена внутропической Азии. М.: Наука, 1998. 140 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 475).
2. *Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Кошурников А.В.* Магнито-теллурические зондирования в Байкальской рифтовой зоне // *Физика Земли*. 1999. № 10. С. 3–25.
3. *Боголепов К.В.* О понятиях “рифтовая структура” и “рифтогенез” // *Основные проблемы рифтогенеза* / Отв. ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1976. С. 6–11.
4. *Герлинг Э.К.* Миграция гелия из минералов и пород // *Труды Радиового института им. В.Г. Хлопина АН СССР*. 1957. Т. 6. С. 64–87.
5. *Голубев В.А.* Геотермия Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
6. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
7. *Грачев А.Ф.* Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // *Физика Земли*. 1996. № 12. С. 5–36.
8. *Грачев А.Ф.* Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // *Физика Земли*. 1998. № 3. С. 3–28.
9. *Грачев А.Ф., Друбецкой Е.Р., Мартынова М.А., Прасолов Э.М., Деденков Ю.Н., Суханов А.А.* Первые данные об изотопном составе гелия в породах Байкальского рифта и воде оз. Байкал // *Матер. IX Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии*. 16–19 ноября 1982 г., Москва. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1982. С. 114–116.
10. *Друбецкой Е.Р., Грачев А.Ф.* Базальты и ультраосновные ксенолиты Байкальской рифтовой зоны: изотопия гелия и аргона // *Глубинные ксенолиты и строение литосферы*. М.: Наука, 1987. С. 54–63.
11. *Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С.* Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 10. С. 1516–1531.
12. *Зорин Ю.А., Мордвинова В.В., Новоселова Р.М., Турутанов Е.Х.* Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1986. № 5. С. 43–52.
13. *Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляк Б.Г., Хабарин Л.В.* Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии // *Докл. АН СССР*. 1974. Т. 217. № 1. С. 172–175.
14. *Континентальный и океанский рифтогенез* / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1985. 222 с.
15. *Кропоткин П.Н.* Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным // *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. М.: Наука, 1971. С. 238–253.
16. *Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы, решения // *Геотектоника*. 2001. № 2. С. 3–16.
17. *Ломоносов И.С., Мамырин Б.А., Прасолов Э.М., Толстухин И.Н.* Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны // *Геохимия*. 1976. № 11. С. 1743–1746.
18. *Лысак С.В.* Тепловой режим континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука, 1988. 198 с.
19. *Лысак С.В., Писарский Б.И.* Оценка теплового потока по изотопам гелия в газовом составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов // *Вулканол. и сейсмол.* 1999. № 3. С. 45–55.
20. *Мамырин Б.А., Толстухин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
21. *Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Каменский И.Д., Толстухин И.Н.* Определение изотопного состава гелия в атмосфере // *Геохимия*. 1970. № 6. С. 721–730.
22. *Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Толстухин И.Н.* Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах // *Докл. АН СССР*. 1969. Т. 184. № 5. С. 1197–1199.
23. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 278 с.
24. *Милановский Е.Е.* Основные проблемы изучения рифтогенеза // *Континентальный и океанский рифтогенез*. М.: Наука, 1985. С. 5–24.
25. *Очерки по глубинному строению Байкальского рифта* / Отв. ред. Н.А. Флоренсов. Новосибирск: Наука, 1977. 153 с.
26. *Поляк Б.Г.* Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
27. *Поляк Б.Г.* Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // *Российский журн. наук о Земле*. 2002. Т. 2. № 2. С. 109–136.
28. *Поляк Б.Г., Гордиенко В.В., Чешко А.Л., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тарасов В.Н.* Изотопы гелия в подземных флюидах Восточных Карпат // *Докл. РАН*. 1999. Т. 367. № 2. С. 244–249.
29. *Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И. и др.* Изотопный состав He и Ar во флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 247. № 5. С. 1220–1225.
30. *Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Чермак В.* Мантийный гелий в “ювенильных” флюидах и природа геотермической аномалии Рудных гор // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 263. № 3. С. 701–705.
31. *Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // *Геотектоника*. 1968. № 4. С. 3–19.
32. *Поляк Б.Г., Толстухин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // *Геотектоника*. 1979. № 5. С. 3–23.
33. *Поляк Б.Г., Хуторской М.Д., Каменский И.Л., Прасолов Э.М.* Тепломассопоток из мантии на территории Монголии // *Геохимия*. 1994. № 12. С. 1693–1706.
34. *Пушаровский Ю.М.* Предисловие // *Континентальный и океанский рифтогенез*. М.: Наука, 1985. С. 3–4.
35. *Толстухин И.Н., Друбецкой Е.Р.* Изотопы гелия в породах и минералах земной коры // *Проблемы датирования докембрийских образований*. Л.: Наука, 1977. С. 177–197.

36. Хаин В.Е. Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 317–323.
37. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 346 с.
38. Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В. и др. Тепловой режим недр МНР. М.: Наука, 1991. 127 с.
39. Янишин А.Л. Что же такое рифты? // Основные проблемы рифтогенеза / Отв. ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1976. С. 5–6.
40. Allard P., Carbonelle J., Dailevich D. et al. Eruptive and diffuse emission of CO₂ from Mount Etna // Nature. 1991. Vol. 351. P. 287–391.
41. Ballentine C.J., O’Nions R.K., Coleman M.L. A Magnus opus: helium, neon, and argon isotopes in a North Sea oilfield // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. № 5. P. 831–849.
42. Bosh A., Bayer R., Schlosser P., Sano Y., Wakita H., Mazor E. Mantle helium detected in oil and gas reservoirs of Israel // Isr. Geol. Soc. 1989. Ann. Meeting. P. 22–24.
43. Ciekowsky W., Groning M., Lesniak P.M., Weise S.M., Zuber A. Origin and age of thermal waters in Cieplice Spa, Sudeten, Poland, inferred from isotope: chemical and noble gas data // Journ. of Hydrology. 1992. Vol. 140. P. 89–117.
44. Clarke W.B., Beg M.A., Craig H. Excess ³He in the sea: evidence of terrestrial primordial helium // Earth Planet. Sci. Lett. 1969. Vol. 6. P. 213–220.
45. Condomines M., Gronvold K., Hooker P.J., Muehlenbachs K., O’Nions R.K., Oskarson N., Oxburgh E.R. Helium, oxygen, strontium and neodymium isotopic relationships in Icelandic volcanics // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 166. P. 125–136.
46. Continental and Oceanic Rifts / Ed. by G. Palmason // Geodynamic Series. AGU Washington D.C.: Geol. Soc. of Amer., Boulder, Col., 1982. Vol. 8. 309 p.
47. Craig H., Lupton J. Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 31. № 3. P. 369–385.
48. Craig H., Lupton J. Helium isotope variations: evidence for mantle plumes at Yellowstone, Kilauea and the Ethiopian rift valley // Trans. Amer. Geophys. Un. Eos. 1978. Vol. 59. № 12. P. 1194.
49. Craig H., Clarke W.B., Beg M.A. Excess ³He in the deep water on the East Pacific Rise // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 125–132.
50. Craig H., Rison W. Helium-3: Indian Ocean hot spot and the East African Rift // Trans. Amer. Geophys. Un. Eos. 1982. Vol. 63. № 45. P. 1144.
51. Du J. ³He/⁴He ratios and heat flow in the continental rift valley // Works of gas geochemistry / Ed. Xu Y. Lanzhou: Gansu Sci. and Technol. Press, 1992. P. 165–171.
52. Gregory J.W. Contributions to the physical geography of the British East Africa // Geogr. Journ. 1894. Vol. 4. P. 290–315.
53. Griesshaber E., O’Nions R.K., Oxburgh E.R. Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine graben and Black Forest, F.R.G. // Chem. Geol. 1992. Vol. 99. P. 213–235.
54. Hamza V.M., Verma R.K. The relationship of heat flow with the age of basement rocks // Bull. volcanol. 1969. Vol. 33. № 1. P. 123–152.
55. Heinicke J., Kampf H. CO₂-rich gas emanations of mineral springs and mofettes in the western part of the Eger rift // 7th ICGG. 2003. Freiberg. Excursion Guide. Potsdam: GeoForschungsZentrum, 2003. 15 p.
56. Hilton D.R., Craig H. A helium isotope transect along the Indonesian archipelago // Nature. 1989. Vol. 342. P. 906–908.
57. Hilton D.R., Hammerschmidt K., Teufel S., Friedrichsen H. Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 120. P. 265–282.
58. Hilton D.R., Macgregor C.G., Elliot T.R. Helium isotope ratios in mafic phenocrysts and geothermal fluids from La Palma, the Canary Islands (Spain): implication for HIMU mantle sources // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64. № 12. P. 2119–2132.
59. Hooker P.J., O’Nions R.K., Oxburgh E.R. Helium isotopes in North Sea gas fields and the Rhine rift // Nature. 1985. Vol. 318. P. 273–275.
60. International Tectonic Lexicon / Ed.-in-Chief J.G. Dennis. IUGS-IGCP, Stuttgart, 1979 (рус. пер.: Международный тектонический словарь. М.: Мир, 1982. 142 с.).
61. Italiano F., Martelli M., Martinelli G., Nuccio P.M. Geochemical evidence of melt intrusions along lithospheric faults of the Southern Apennines, Italy: geodynamic and seismogenic implications // Journ. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. № B6. P. 13 569–13 578.
62. Khain V.E. The role of rifting in the evolution of the Earth’s crust // Tectonophysics. 1992. Vol. 215. P. 1–7.
63. Lupton J.E., Weiss R.F., Craig H. Mantle helium in the Red Sea brines // Nature. 1977. Vol. 266. P. 2440–2446.
64. Mai D. Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. Jena: G. Fischer Verlag, 1995. 692 s.
65. Marty B., Tolstikhin I.N. CO₂ fluxes from mid-oceanic ridges, arcs and plumes // Chem. Geol. 1998. Vol. 145. P. 233–248.
66. Moreira M., Doucelance R., Kurz M., Dupre B., Allegre C.J. Helium and lead isotope geochemistry of the Azores archipelago // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 169. P. 189–205.
67. Morgan W.G. Deep mantle convection plumes and plate motions // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1972. Vol. 56-2. P. 203–213.
68. Parello F., Allard P., D’Alessandro W. et al. Isotope geochemistry of the Panterlleria volcanic fluids, Sicily Channel rift: a mantle volatile end-member for volcanism in southern Europe // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 180. P. 325–339.
69. Pinneker E.V., Pissarskiy B.I., Pavlova S.E. Helium isotope data for the ground waters in the Baikal rift zones // Isotopes Environ. Health Stud. 1995. Vol. 31. P. 97–106.
70. Polyak B.G., Pleshakov A.M., Pukhov V.V., Lokhov K.I., Shukolyukov Yu.A. Major volatiles and helium isotopes in Site 864 basalt glasses // Proceed. of the ODP. Sci. Results. 1995. Vol. 142 / Eds. Batiza R., Storms M.A., Allan J.F. P. 31–36.

71. Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Kamenskiy I.N., Yakovlev L.E., Marty B., Cheshko A.L. Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000. Vol. 64. № 11. P. 1925–1944.
72. Sano Y., Tominaga T., Nakamura Y., Wakita H. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in methane-rich gases in Japan // *Geochem. Journ.* 1982. Vol. 16. P. 237–245.
73. Sclater J., Francheteau J. The implication of terrestrial heat flow observations on current tectonics and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth // *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 1970. Vol. 20. № 5. P. 509–542.
74. The world rift system // *Geol. Survey of Canada // Paper* 66-14. 1965 (рус. пер.: Система рифтов Земли / Ред. Н.А. Беляевский. М.: Мир, 1970. 279 с.).
75. Weinlich F.H., Bräuer K., Kämpf H., Strauch G., Tesar J., Weise S.M. An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C and N) and compositional fingerprints // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. Vol. 63. № 21. P. 3653–3671.

Рецензенты: Н.В. Короновский, В.Е. Хаин

Spreading and Rifting: Specific Character of Helium Isotopic Compositions

B. G. Polyak

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

Abstract—Mechanisms of the oceanic crust spreading and the rifting in the continental crust are discussed in the light of fluctuations of He isotopic compositions. The data on the Mid-Atlantic Ridge, East Pacific Rise, Baikal Rift Zone, Rhine segment of the North Sea–Libya Belt, and African–Arabian Belt are considered. The $^3\text{He}/^4\text{He}$ value in submarine basalts and hydrothermal solutions of the mid-ocean ridges is extremely uniform, whereas this isotope ratio of rocks and fluids widely varies along the strike of continental rifts. These variations indicate a different intensity of mantle diapirism in their particular segments (variable extent of opening along the continental rift) and, hence, another mechanism of the mantle–crust interaction than in zones of oceanic spreading.

УДК 551.35:551.24(268)

О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ СИСТЕМЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРФОСТРУКТУР И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ В ЕЕ ОПРЕДЕЛЕНИИ

© 2004 г. В. Я. Кабаньков¹, И. А. Андреева¹, В. Н. Иванов², В. И. Петрова¹

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), 190121, г. Санкт-Петербург, Английский просп., д. 1

²Полярная Морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ),
189510, Ленинградская обл., г. Ломоносов, ул. Победы, 24

Поступила в редакцию 05.04.2004 г.

В статье обобщены результаты изучения донных отложений области Центрально-Арктических морфоструктур, собранных авторами в процессе работ экспедиции “Арктика-2000”, и данные отечественных и зарубежных дрейфующих полярных станций. Минералогический состав, структуры крупных обломков, состав заключенных в них фаунистических остатков свидетельствуют о том, что источником донно-каменного материала служили типично платформенные отложения палеозойского и мезозойского возраста. Особенности пространственного распределения грубообломочного материала, образующего крупные скопления преимущественно на положительных морфоструктурах, связь фракционной структуры осадков с контрастностью рельефа дна бассейна, локализация специфического органического вещества, отсутствие пород, характерных для прибрежных районов, находящихся в зоне воздействия Бофортского течения, с которым многие исследователи связывают поставку обломочного материала, – все это доказывает его местное происхождение. Сходство рыхлых образований и обломков элювиально-делювиального типа, наличие в них остатков разнообразных комплексов фауны позволяет судить о составе, возрасте и формационной принадлежности коренных пород, по многим признакам сходным с плитными образованиями древних платформ. Их сейсмические характеристики в пределах данного региона, в общем, однотипны. Основание плитного комплекса – метаморфические породы, радиогенные датировки полевых шпатов из коры выветривания которых свидетельствуют об их карельском возрасте. Таким образом, область Центрально-Арктических поднятий представляет собой древний платформенный блок; территориально, в значительной части, совпадающий с тектонической структурой, выделенной ранее как “Гиперборейская платформа”.

ВВЕДЕНИЕ

Тектоника восточной части Полярного бассейна, начиная с первых публикаций [15, 21], основанных на анализе складчатых структур смежных регионов материковых суши, до настоящего времени остается одной из наиболее широко обсуждаемых проблем геологии Арктики. Проведенные в последние десятилетия исследования не дали принципиально новых идей об истории этого бассейна, поскольку не могли быть привлечены прямые геологические данные. Единственным источником такой информации могли бы служить донные осадки, однако они не принимались в расчет, так как большинство исследователей связывает их образование с деятельностью льдов, дрейфующих в зоне Бофортского кругового течения. Безальтернативное представление о происхождении донных осадков во многом обязано очень слабой их геологической изученности и, особенно, крупномерных (более 1 × 2 см) обломков. Это относится, прежде всего, к площадному распространению грубообломочного материала,

закономерностям его геоморфологического распределения, связи фракционного состава осадков с рельефом дна – данных, весьма важных для раскрытия механизма формирования донных образований. Отсутствовала и детальная петрографическая характеристика состава, структур крупных обломков, практически не изучались содержащиеся в них палеонтологические остатки, что лишило достоверности определения источников донного материала. Принятая большинством исследователей точка зрения об эрратической природе осадков не требовала прямого геолого-геоморфологического обоснования, а рассматривалась с палеогеографических позиций, где главными факторами, определяющими механизм формирования осадков, считались климатические изменения и гидрологический режим бассейна, регулирующий дрейф ледяных полей. И только в 2000 г. впервые, в процессе работ экспедиции “Арктика-2000”, был собран и комплексно систематически обработан материал, позволивший уже с геологических позиций оценить ме-

ханизм формирования донных осадков поднятия Менделеева и впадин Подводников и Менделеева и обосновать их происхождение.

В настоящей статье проблема генезиса донных осадков области Центрально-Арктических морфоструктур и ее геологической природы рассмотрены, исходя из анализа, главным образом, геолого-геоморфологических данных, полученных нами в результате экспедиционных работ 2000 г., с привлечением результатов исследований многих дрейфующих полярных станций.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ РАБОТ 2000 г. И ДРЕЙФУЮЩИХ ПОЛЯРНЫХ СТАНЦИЙ

Поднятие Менделеева, впадины Менделеева и Подводников

Экспедиция “Арктика-2000”, в процессе работ которой и был произведен системный отбор донных проб, прошла на НЭС “Академик Федоров” по маршруту впадина Менделеева – поднятие Менделеева – впадина Подводников на 82° с.ш. (рис. 1, А). Здесь драгами, дночерпателями и грунтовыми трубками была поднята и комплексно изучена серия донных проб, взятых в различных геоморфологических ситуациях. Из всех крупномерных обломков изготовлены и детально охарактеризованы 170 петрографических шлифов, в части из них обнаружены фораминиферы хорошей сохранности. Из 12 проб растворением были выделены органические остатки, и в двух из них обнаружены остатки конодонтов и рыб. В пробах песчано-глинистого материала изучен минералогический состав тяжелой и легкой фракций, состав глинистых минералов, определены остатки микрофауны, проведены палеомагнитные и радиохронологические исследования и геохимические исследования органического вещества.

В итоге было установлено, что донные осадки на траверзе “Арктика-2000”, вскрытая мощность которых достигает 3 м, датируемые плейстоценоголоценом, представляют собой комплекс песчано-глинистых отложений с неравномерно распределенным в них щебнисто-дресвяным материалом и редкими глыбами, размером до 0.3 × 0.4 м. Наибольшая концентрация крупномерного материала характерна для поднятия Менделеева, во впадинах он редок. Особенно четко устанавливается связь грубообломочного материала с резко контрастными формами рельефа. Самые крупные обломки встречены у подножия возвышенности имени НЭС “Академик Федоров”, выделяющейся на фоне выровненной поверхности основной морфоструктуры (см. рис. 1, Б).

Вблизи подножия этой возвышенности обнаружены обломки с остатками рыб и конодонтов

позднего силура–раннего девона. Среди них определены *Ozarkolina ef. excavata* (Branson et Mehl), *Nostolepis ex gr. striata* Pander. Выше по склону обнаружены фораминиферы среднего карбона: *Millerella elongata* Raus., *Pseudothyra aff. preobrajenskyi* (Dutk.), *Tetrataxis planolocula* Lee et Chen, *Fusulinidae* gen. et sp. indet., перекристаллизованные остатки рода *Endothyridae* и некоторые другие формы плохой сохранности. У самой вершины собраны фораминиферы ранней перми: *Schubertella obscura* Lee et Chen, *S. compressa* Raus., *S. gracilis* Raus., *Nodosaria proceraformis* Gerke. Такое распределение обломков с разновозрастной фауной дает основание предполагать выходы здесь коренных пород, залегающих субгоризонтально. Это согласуется с низким (2–3) индексом окраски конодонтов, обнаруженных в обломках из осыпей, составом первичных глин в цементе песчаников, гранобластовой структурой доломитов.

Морфологически обломки, независимо от того, были ли они подняты с поверхности дна или отобраны по разрезу донных осадков, представлены совершенно аналогичными по составу угловатыми разностями (см. рис. 1, В). Соотношение различных типов пород, поднятых с поверхности дна и отобранных в колонках, приблизительно одинаковое. Подавляющая часть обломков – осадочные породы, среди которых 56 – песчаники и алевролиты, 70 – доломиты и окремненные доломиты, 19 – известняки; 9 образцов представлены изверженными и метаморфическими породами; кроме того, встречены единичные обломки мусковит-биотит-известковых сланцев, роговиков, спонголитов, корок гидроокислов железа и марганца. 7 образцов представлены слабо литифицированными образованиями неясной природы, названными нами “окатышами”. Они имеют форму желваков и сложены, судя по шлифам, известково-глинистым материалом с примесью алевроитовых частиц, остатков фораминифер четвертичного возраста. Местное происхождение их несомненно.

Песчаники и алевролиты на 70–80% сложены хорошо окатанными обломками кварца, сцементированными кварцем, кварцево-кремнистыми и кремнисто-глинистыми агрегатами, в различной степени пропитанными гидроокислами железа и лейкоксенизированным материалом, а также гидрослюдой и каолинитом. Небольшая часть песчаников имеет полевошпат-кварцевый состав. Доломиты часто массивные неравномернозернистые с гранобластовой структурой. Известняки обычно слабо перекристаллизованные глинистые, нередко с многочисленными остатками скелетной фауны.

Песчано-алевроитовый материал состоит из обломков кварца, кристаллов доломита, известняка, кварцево-кремнистых, кремнисто-слюдис-

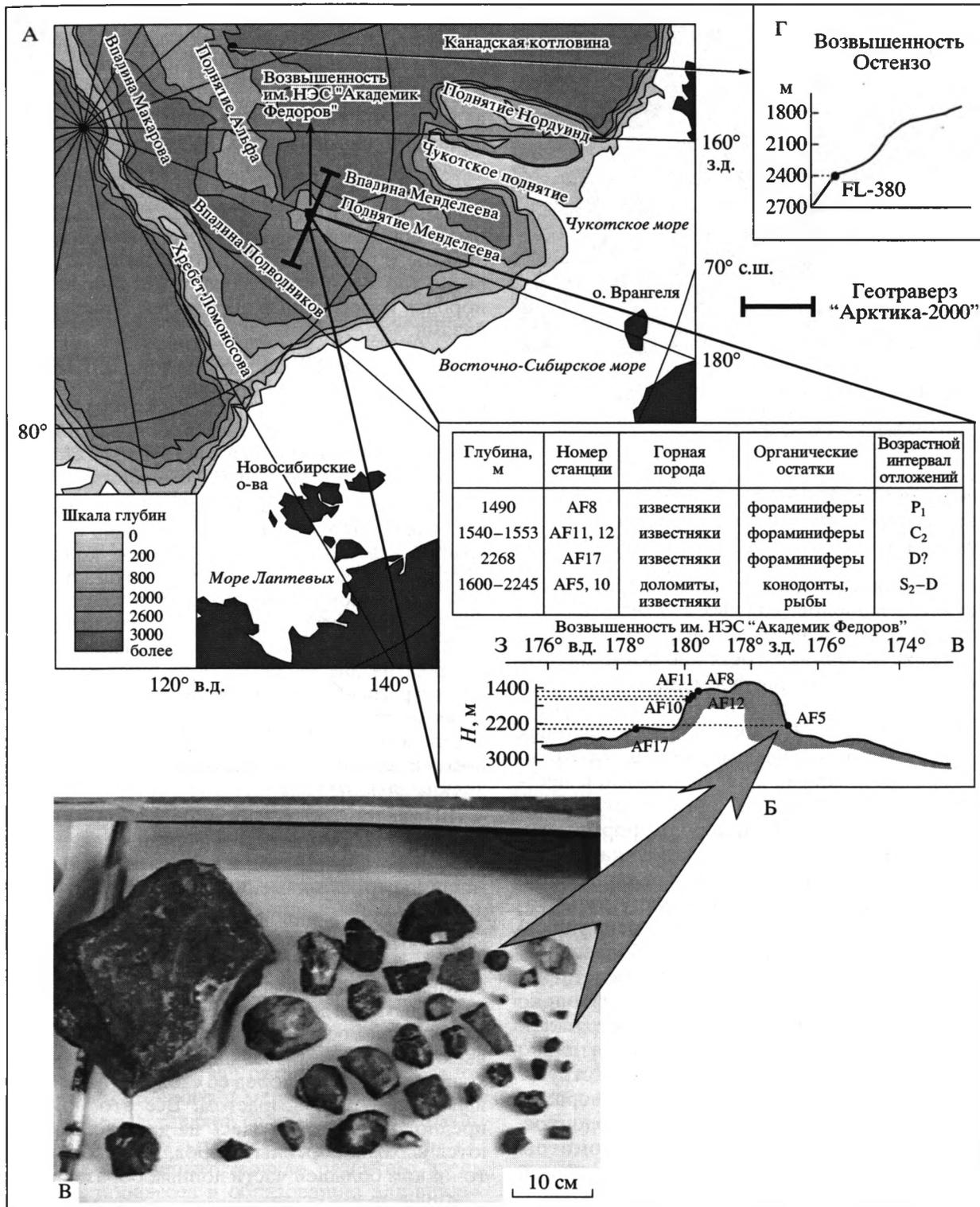


Рис. 1. Схема основных морфоструктур Центрально-Арктической области (А); местоположение образцов грубообломочного материала с остатками фауны (Б); обломки пород, поднятые при драгировании у подножья возвышенности на поднятия Менделеева, ст. AF5 (В), возвышенность Остензо (Г)

тых агрегатов с гидроокислами железа и лейкоксенизированной массой. По существу, часть этого материала представляет собой мелко раздроб-

ленные крупномерные обломки. Глинистая фракция осадков состоит, преимущественно, из гидрoслюды и каолинита.



Рис. 2. Фотография дна в точке с координатами 83°55' с.ш. и 132°30' з.д., глубина 2400 м. Площадь дна на фотографии 1 м², по [22]

Изверженные породы представлены диабазами, катаклазированными гранитами и одним обломком выветрелого стекла основного состава.

Из приведенной характеристики пород следуют несколько выводов, важных для определения природы донных осадков. Во-первых, породы, послужившие источником осадков, формационно принадлежат типично платформенным образованиям, о чем свидетельствуют и состав, и структуры крупномерных обломков, представленных преимущественно кварцевыми, хорошо отсортированными песчаниками и алевролитами, известняками с многочисленными органическими остатками и доломитами. Эти породы формировались или в мелководных, высоко динамичных условиях, или в обстановке лагун, что характерно для тектонически стабильных геоструктур. Во-вторых, исходными породами были преимущественно средне-верхнепалеозойские образования. В-третьих, источник донных осадков представляет собой платформенные отложения не только по условиям формирования, но и по геоструктурным особенностям. Они залегают горизонтально (или субгоризонтально), о чем свидетельствуют сохранившиеся первичные глинистые минералы, низкий, не выше 2–3, индекс окраски конодонтов, а также – гранобластовая структура доломитов. В таком залегании, как мы уже говорили, по всей вероятности, находятся коренные породы возвышенности НЭС “Академик Федоров”. Они и являются источником осыпей, покрывающих склоны возвышенности. И, наконец, все донные осадки, независимо от их фракционной структуры, должны рассматриваться как единый седиментационный комплекс, а масштаб его формирования, если исходить из размеров занятой им территории, сопоставим с масштабами геологических явлений.

Поднятие Альфа

В пределах этой морфоструктуры изучено несколько районов. Первый из них, ограниченный координатами 84–85° с.ш. и 138–152° з.д., исследовался полярной станцией “Альфа”. Здесь было поднято 9 дражных проб, 14 грунтовых трубок и сделано 200 фотографий дна. По данным В. Шварцахера и К. Ханкенса [22], крупномерные, более 0.3 см, обломки на 80–90% представлены осадочными породами, среди которых преобладают доломиты и песчаники. И только в одной из проб резко (до 84%) преобладают метаморфические породы. Изверженные породы представлены диабазами.

Таким образом, обломочный материал на станции “Альфа” принципиально не отличается от только что охарактеризованного на поднятии Менделеева. При этом и здесь состав обломков на поверхности дна и по разрезу грунтовых колонок так же, как и в первом районе, аналогичен.

В процессе работ полярной станции “Альфа”, как уже было отмечено, было сделано 200 фотографий дна. На них видно большое количество обломков, в том числе довольно крупных. На одном из снимков наблюдаются обломки с плитчатой отдельностью размером, приблизительно, 10 × 10 см (рис. 2). Такие большие скопления материала на дне несут важную информацию, их можно расценивать как свидетельство близости к поверхности коренных пород, в том числе и метаморфических. Не исключено, что часть обломочного материала является осадками элювиально-делювиального типа.

В известняках, встречающихся здесь сравнительно редко, обнаружены органические остатки, среди которых определены брахиоподы и мшанки пермско-каменноугольного возраста.

Сопоставляя приведенные данные по двум морфоструктурам, можно предположить, что геолого-геоморфологические ситуации на поднятиях Менделеева и Альфа, в целом, близки. Они характеризуются довольно резко расчлененным рельефом дна, особенно за счет многочисленных, высотой до 1000 м, возвышенностей, а также находками обломков пород со сходным формационным составом и возрастом. Все это позволяет предположить, что и здесь на дне бассейна имеются выходы коренных пород, послуживших источником большей части донных образований.

Очень важные геологические данные получены в пределах юго-восточной и западной частей этой же морфоструктуры. В первом пункте с координатами 84°31' с.ш., 128°27' з.д., в районе возвышенности Остензо (см. рис. 1, Г), имеющей довольно интенсивно расчлененный рельеф (перепады высот в сотни метров), в процессе работ полярной станции на “ледовом острове” Т-3 грунтовой трубкой FL-380 [26, 28] подняты обломки

милонитов размером до 3 см, погруженные в красноцветную массу из песчано-алевритовых частиц кварца, альбита, олигоклаза, калиевых разностей полевых шпатов. Возраст полевых шпатов, определенный радиологически (Ar_{40}/Ar_{39}), не моложе 1800–1900 млн. лет. Авторы работы [28], на основании миоценового возраста осадков, составляющих самые нижние 60 см колонки, предполагают, что обломки милонитов не связаны с ледовым разносом, однако природу их они не определяют. Мы считаем, что и обломки, и вмещающая их песчано-алевритовая масса, пропитанная гидроокислами железа, являются корой выветривания метаморфических пород, представленных, скорее всего, гранито-гнейсами. По типу эти осадки можно определить как элювиально-делювиальные. Аналогичные осадки вскрыты здесь еще 8 грунтовыми трубками.

В пределах этой же морфоструктуры, на крайнем западе ее центральной части, вблизи границы с впадиной Макарова, обнаружены коренные базальты. Здесь трубкой был поднят семисантиметровый штупф базальта [23], а непосредственно на нем – светло-зеленовато-коричневые, желтовато-коричневые песчано-алевритовые глины четвертичного возраста, аналогичные тем, что были вскрыты на соседних участках. Радиологический возраст базальтов 83 млн. лет.

Поднятие Нордуинд

Геологическое строение еще одной морфоструктуры – поднятия Нордуинд сходно с поднятием Менделеева. На юго-восточной части первого из них грунтовыми трубками на разных глубинах (до 4–5 м) обнаружены элювиально-делювиальные осадки, представленные карбонатными породами, содержащими многочисленные остатки верхнекембрийской, нижне- и верхнеордовикской, каменноугольной и пермской фауны, в том числе конодонты [27, 29]. Судя по низкому (2–3) индексу окраски конодонтов, коренные породы, послужившие источником делювия, не дислоцированы, а залегают, скорее всего, практически горизонтально. Поднятие разбито серией разломов северо-восточного и меридионального простирания и представляет собой систему блоков, наиболее приподнятых в центральной его части, что весьма благоприятствовало развитию здесь склоновых процессов и образованию элювиально-делювиальных осадков.

Кроме делювия из пород палеозойского возраста, на юго-востоке поднятия Нордуинд в грунтовых трубках обнаружен делювий песчано-глинистого состава с разнообразными остатками фауны и флоры, определяющими мезозой практически во всем его объеме [29]. Вместе с осадочными породами обнаружены обломки кислых эффузивов

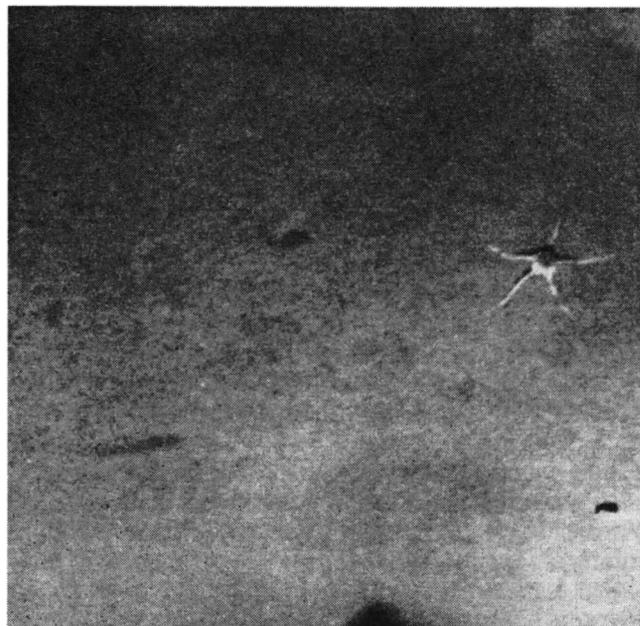


Рис. 3. Фотография дна Канадской котловины севернее острова Бартер, глубина 1277 м. Площадь дна на фотографии 1 м², по [8]

и туфов, радиологический возраст которых (Ar_{40}/Ar_{39}) равен 90 млн. лет.

По результатам работ полярной станции СП-31, дрейфовавшей в пограничных частях поднятия Нордуинд и Канадской котловины, на широте 75–78° была поднята серия колонковых проб и сделано 110 фотографий дна. В верхней части колонков, взятых на поднятии Нордуинд, приблизительно в 60–70-сантиметровом интервале обычно встречается крупномерный материал. Более половины обломков представлены известняками, 15% – песчаниками, а остальные – кислыми эффузивами, лейкогранитами, диабазами пегматитами, углистыми сланцами. На дне Канадской котловины в пределах обследованного участка, судя по фотографиям, не наблюдалось ни одного обломка, дно здесь ровное, точно такое же, как и в других районах котловины (рис. 3). Не обнаружены крупномерные обломки и в грунтовых колонках, взятых в котловине.

Чукотское поднятие

На Чукотском поднятии состав обломочного материала близок только что описанному. По данным работ полярной станции “Чарли”, здесь было поднято 22 грунтовых колонки, 6 дражных проб и сделано около 100 фотографий дна [11]. Маршрут дрейфа станции прошел вдоль восточного склона поднятия от 76° с.ш. приблизительно по 160-му меридиану, затем пересек его на широте 77–77°30′. В шести дражных пробах крупно-

мерные (более 2 см) обломки представлены только осадочными породами, причем 72% из них известняки, 22% – песчаники; изредка встречаются черные сланцы, кремнистые породы. Судя по фотографиям, почти повсеместно на поверхности дна наблюдаются угловатые и полуокатанные обломки, сильно варьирующие по размерам, но они не столь многочисленны, как на поднятии Альфа.

Сходный состав обломочного материала был установлен и по результатам работ СП-2 (неопубликованные данные), дрейфовавшей с юга на север Чукотского поднятия, в пределах полосы, ограниченной координатами 76–80° с.ш. и 177–161° з.д. Здесь было поднято 17 грунтовых колонок и из крупномерных обломков изготовлено 54 петрографических шлифа. Из них 25 – известняки, 15 – песчаники, 4 – доломиты. Кроме осадочных пород, в числе обломков было встречено 6 диабазов и 4 гнейсов.

Хребет Ломоносова

На хребте Ломоносова нам известны несколько площадей, обследованных грунтовыми трубками. Одна из них расположена на юге хребта, в пределах координат 80–83° с.ш. и 154–161° в.д. (неопубликованные данные). Здесь во время дрейфа СП-5 была поднята серия проб, в составе которых определены два образца диабазов, три – гнейсов, четыре – известняков, два – доломитов, один – кварцево-сланцевых сланцев. Севернее, на склонах котловины Макарова, на глубинах 1200–2700 м, в 5 пунктах были подняты обломки разной (до валунов) размерности [1]. Они, в преобладающей части, состоят из известняков и песчаников, редко алевролитов, аргиллитов, сланцев. Песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевые, кварцевые (в том числе кварцито-песчаники) с кварцевым, кремнистым и известковистым цементом. Известняки мелко-микрзернистые, иногда переполненные фаунистическими остатками. Сланцы хлорит-серицитовые. На приполюсной (89° с.ш.) части хребта трубками были подняты обломки алевролитов с мезозойскими микроводорослями. Эти обломки относят к делювиальным образованиям [30].

Между 88° с.ш. и северным полюсом, уже в Канадской Арктике, в составе грубообломочного донного материала преобладают известняки, кварциты (возможно, кварцито-песчаники) и гнейсы [2].

Наконец, следует упомянуть и серию из 17 донных проб, отобранных Р. Филлипсом и А. Грантцем [33] по маршруту: южная часть моря Бофорта – Чукотское море – поднятие Нордуинд – поднятие Менделеева – хребет Ломоносова вблизи северного полюса. На этом пространстве исследовались обломки размером более 2 мм. Они

представлены на 80–90% осадочными породами. Среди них преобладают (до 60% и более) доломиты. Песчаники и алевролиты (30–40%) представлены в основном кварцевыми разностями. Изверженные и метаморфические породы, находящиеся приблизительно в равном соотношении, слагают до 10–12% проб. Эти данные свидетельствуют, что состав обломков и соотношение различных типов пород напоминает уже охарактеризованные осадки поднятий Альфа, Менделеева и других морфоструктур.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Природа донных осадков

Приведенные выше данные о формационном однообразии обломков, представленных палеозойскими осадочными породами платформенного типа и, в небольшой части, изверженными и метаморфическими породами, характерными также для континентальных структур, свидетельствуют об образовании донных осадков за счет размыва древней кратонизированной области. Такое однообразие состава обломков, как и их формационная однородность на всем пространстве океанических поднятий, приуроченность наивысших концентраций крупномерного материала к положительным морфоструктурам и участкам с наиболее контрастным типом рельефа, не согласуются с представлением о происхождении осадков за счет ледового разноса. Не подтверждается этот вывод и характером распределения крупномерного материала в Канадской котловине, в зоне действия Бофортского кругового течения. Так, по данным А. Карсола и его коллег, трехлетние фотонаблюдения не обнаружили на дне котловины ни одного валуна [8]. Дно там плоское, ровное, на нем видны только донные организмы или следы их жизнедеятельности (см. рис. 3). Фотонаблюдения на СП-31 также не обнаружили в котловине крупнообломочный материал. Отсутствие крупномерного материала в пределах центральной части Канадской котловины вызывает определенные вопросы, так как над ней ледовые поля остаются в дрейфе длительное время. Это показали наблюдения за остатками полярных станций СП-8 и “Чарли”, полный оборот которых прошел в течение 5–6 лет [12], а станция Т-3 дрейфовала здесь с 1947 по 1981 гг.

Не обнаружен грубообломочный материал там и по разрезу донных осадков, о чем свидетельствуют материалы грунтовых трубок, поднятых на западе и в центре котловины [25, данные СП-31], а также на юго-востоке этой структуры, где изучался характер голоценового осадконакопления [31]. Как следует из этих исследований, верхнечетвертичные отложения, почти во всем их объеме, состоят из глинистых осадков.

Вывод о ледовом разносе каменного материала и связи его с районами северной Гренландии и Канадского Арктического архипелага, как это полагают В. Шварцахер, К. Ханкинс [22], И. Бишоф [24] и другие исследователи, не согласуется и с данными о составе и характере преобразования пород из донных осадков и коренных пород береговой части суши, в зоне действия Бофортского течения. Здесь они представлены складчатыми образованиями Иннуитской системы, тогда как породы, слагающие донные осадки, принадлежат платформенным формациям, не испытавшим деформаций, о чем свидетельствуют хорошо сохранившиеся в цементе песчаников первичные глинистые минералы, гранобластовая структура доломитов и низкий (2–3) индекс окраски конодонтов. В доказательство отсутствия связи донного материала с районами Канадского Архипелага и Гренландии косвенно можно привести и то, что в его составе не обнаружены обломки таких пород, как ордовикские основные эффузивы о-ва Элсмир, метаморфиты массива Пирия, представленные амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, и некоторых других раннепалеозойского возраста, характерных для северо-запада Гренландии. Все это заставляет нас искать другие источники материала. Фактические данные наиболее полно обосновывают вывод о происхождении их за счет размыва местных пород.

Вывод об образовании донных осадков, представляющих собой комплекс отложений, занимающих территорию во многие сотни тысяч квадратных километров, за счет ледового разноса мало достоверен, если рассматривать эту проблему с точки зрения масштаба транспортировки материала современными льдами берегового припая и современными айсбергами. К сожалению, о количественном содержании и размерах обломков в современных льдах Восточно-Арктической области нам мало что известно, так как специальные исследования почти не проводились, а визуально обломки среди плавающих льдов практически не наблюдались. Наши знания об этом ограничены единичными фактами, но и по ним можно судить о том, что масштабный перенос материала с помощью припайных льдов невозможен. По данным В. Шевченко [23], изучавшего обломочный материал во льдах поднятия Альфа, содержание его ничтожно, а размеры частиц редко превышают 10 мкм. На ледовом острове Т-3 резко преобладает тонкозернистый материал [26]. Ледовым патрулем “Темп” в 1947 г. в Восточно-Сибирском море наблюдалось ледовое поле, на котором находилось приблизительно 800–1000 кг угловатых обломков, размером до 10 см. В работе [2] сказано, что петрографически они сходны с породами о-ва Врангеля. Это дало основание авторам только что цитированной статьи считать ледовое поле частью разрушенного берегового припая. Однако

образование скоплений такого материала следует связать не с захватом данного материала при образовании припая, а с оползанием его на крутых береговых склонах острова. Судя по другим районам, например, Баренцевскому побережью, обломки, замороженные в припайный лед, выпадают вскоре в осадок после отрыва припая от берегов.

Что касается связи донных осадков с деятельностью айсбергов, как это предполагают [33], то эта точка зрения также весьма гипотетична. Во-первых, транспортировка колоссальных масс материала айсбергами на расстояния, измеряемые многими сотнями километров, а в крайние северные и западные части поля распространения осадков – значительно более тысячи километров, невероятно, поскольку основная часть обломочного материала, захваченного айсбергами, выпадает недалеко от берега, вскоре после их “рождения”. Во-вторых, ледниковый щит, с которым предполагается связь, полностью деградировал в позднеплейстоценовое время и, следовательно, крупномерные обломки на поверхности дна и в голоценовых осадках не имеют отношения к айсбергам. В-третьих, обоснование концепции айсбергового переноса материала с юга на север, в направлении северного полюса, в районы, характеризующиеся нарастанием суровости климатических условий, следует рассматривать в связи с возможностью айсбергообразования в приполюсную сторону Полярного бассейна. В-четвертых, если перенос осуществлялся айсбергами, движение которых связано с деятельностью Бофортского течения, то, следовательно, в недалеком прошлом условия в Восточно-Арктическом бассейне были близки современным. Но в настоящее время в этом бассейне, особенно его восточной части, крупные айсберги или то, что классифицируется как “ледовые острова”, типа “острова Флетчера” (Т-3), редки. Это свидетельствует об отсутствии здесь условий для их массового “рождения”. Возникает вопрос: а была ли в плиоцен-плейстоценовое время обстановка, способствовавшая айсбергообразованию в таком масштабе, который бы обеспечил перенос осадочного материала в количествах, достаточных, чтобы покрыть сплошным плащом территорию в сотни тысяч квадратных километров?

Ответ на него с достаточно высокой степенью достоверности можно получить, исходя из анализа данных о динамике и содержании моренного материала в современных ледниках Антарктики, Гренландии, Арктических островов. В работе В.Г. Чувардинского [20] обобщены сведения о работе ледников указанных выше районов по результатам изучения скважин, пробуренных на ледниках, разрезов в ледниковых обрывах, в том числе и в выводных частях. Во всех перечисленных районах ледники содержат ничтожное количество обломочного материала, измеряемое еди-

нищами процентов. Это характерно и для “теплых”, и для “холодных” ледников, так как они практически не экзариируют ложе и не захватывают валунный материал. В “теплых” ледниках температура на границе лед – ложе равна или близка температуре плавления льда, что обеспечивает водную смазку ледникового ложа и определяет глыбовый характер скольжения ледниковых масс с крайне незначительной скоростью и, практически, без экзарации. В “холодных” ледниках придонная часть их приморожена к ложу и не участвует в общем движении ледовых масс, а следовательно, также не экзариирует ложе. В этих ледниках движение идет по плоскостям внутри ледниковых сколов за счет смещения тонких пластинок льда. И только горно-долинные ледники получают довольно значительное количество материала, поступающего с высоко возвышающихся над ним склонов. Однако этот тип совершенно не характерен для ландшафта щитовых ледников.

Вывод о местном происхождении донных осадков подтверждается данными о локальном распределении органического вещества специфического типа. Судя по геохимическим исследованиям осадка, в пределах поднятия Менделеева установлен состав органического вещества, характеризующийся глубокой степенью преобразования, резко отличающей его от подобного вещества окружающих регионов. Это можно объяснить выходом здесь в зону эрозии древних пород, содержащих глубоко измененную органику.

Другие возможные источники органического вещества такого типа могли быть связаны с терригенным материалом или с льдами и водными массами Бофортского кругового течения, доставленными из районов Восточно-Арктического шельфа. Частично, в небольшом количестве, гидробионтное органическое вещество могло быть связано с атлантическими и тихоокеанскими водами. Однако специализированное исследование органики разных районов Американо-Северного суббассейна (таблица) и сопоставление его основных параметров с характеристиками возможных первоисточников не подтверждает такую связь. Сравнительный анализ осредненных геохимических параметров органического вещества четвертичных отложений Восточно-Арктического шельфа, поверхностных донных осадков моря Бофорта и осадочных отложений поднятия Менделеева свидетельствует об их принципиальном различии. Так, содержание $S_{орг}$ в последних на порядок ниже, а битуминозность и содержание углеводородов на порядок выше. Значительно отличаются также групповой и молекулярный состав углеводородов. Для терригенного органического вещества Восточно-Арктического шельфа типичны алифатические углеводороды с устойчивым доминированием нечетных длинноцепочечных соединений (C_{27} ; $OEP = 3.5$) и значительным содержанием

изопреноидов ($K_{изо} = 0.8$). В органическом веществе осадков поднятия Менделеева преобладают четные короткоцепочечные углеводороды (C_{14-16} ; $OEP < 1$) с низким содержанием изопреноидов ($K_{изо} = 0.4$). Последние параметры абсолютно не типичны для современных донных отложений и скорее характерны для глубоко преобразованного органического вещества высоко литифицированных осадочных пород. В пользу данного предположения свидетельствует и широкий диапазон температур пиролиза органического вещества, достигающих в ряде образцов $500^{\circ}C$, а также значения биомаркерных показателей зрелости органического вещества, соответствующих уровню мезокатагенеза.

Не наблюдается сходства органо-геохимических параметров донных отложений поднятия Менделеева и с осадками континентальной окраины в зоне сочленения ее с хребтом Ломоносова. В последних органическое вещество образовано при участии терригенной и гидробионтной составляющих, о чем свидетельствует бимодальное распределение алкановых углеводородов и доминирование молекулярной группы -228 в составе полиароматических углеводородов.

Значения органо-геохимических параметров донных отложений поднятия Менделеева наиболее близки к геохимическим особенностям органического вещества верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы, что косвенно может говорить о связи органического вещества в осадках поднятия Менделеева с древними породами. Но в любом случае отсутствие в составе осадков смежных территорий органического вещества, тождественного тому, что выявлено в пределах поднятия Менделеева, позволяет предполагать отсутствие переноса и показывает связь органического вещества с местными породами древнего возраста. В ином случае любой из перечисленных выше способов транспортировки материала оставил бы следы в донных отложениях в виде высоко преобразованного органического вещества. Все это, как и геологические данные, служат доказательством отсутствия связи донных осадков поднятия Менделеева с отложениями Гренландии и Канадского Арктического архипелага.

Механизм формирования донных осадков

Но если ледового или айсбергового разноса в больших масштабах не было, то каков же механизм формирования донных осадков? Фракционная структура и характер распределения грубообломочной их части, контролируемой геоморфологическими особенностями региона, свидетельствуют о значительной роли рельефа дна в образовании осадков. Современный рельеф морского дна Американо-Северного бассейна довольно контрастен. Здесь выделяется система значительных противо-

Сравнительная геохимическая характеристика органического вещества (ОВ) поверхностных осадков Арктического бассейна и осадочных пород Сибирской платформы

Параметры ОВ	Восточно-Арктический шельф		Хребет Ломоносова	Поднятие Менделеева	Осадочные породы Сибирской платформы D ₁ -J ₃ (Конторович, 1994 ¹ ; Неручев, 1998) ²
	Восточно-Сибирское море	Море Бофорта			
Тип ОВ	гумусовое ОВ	гумусовое ОВ	гумусо-сапропелевое ОВ	?	сапропелевое ОВ
C _{орг} , %	0.5–1.5	1.2	0.4–0.6	>0.1	–
Состав ОВ, %:					
Растворимое ОВ	>20	–	10	>10	–
Нерастворимое ОВ	<80	–	90	<90	–
β, %	2	–	1	5–10	10–12
УВ в ОВ, %	0.25	–	0.25	2–5	2–10
УВ в битумоиде, %	>15	–	25	60	50
Состав УВ:					
Me-Nf/Ar	5.5	–	9	13	>5
C _{max} n-алканов	27, 29, 31	27, 29	17, 19; 27, 29, 31	14, 16	15–20
C17/C29	<0.2	0.2	>2	10–40	>2
Pt/Ph	>1	>1	~1	1.5	1.4
ОЕР C17	1.5	–	1	>1	1
ОЕР C29	3.5	3.5	2	>1	0.9
Ki алканов	0.8	–	0.6	0.4	0.3
Доминантные полиарены	228, 252	252	178	178	128, 178
Параметры:					
Преобразование ОВ	диагенез	диагенез	?	?	катагенез
Ro витринита, %	<0.25	<0.25	?	?	0.65–0.85
T _{max} , °C	350	–	400	350–503	435–450
Биомаркерные индикаторы:					
Для стеранов					
bb/aa + bb	0.38	0.23–0.30	–	0.47–0.51	–
20S/20S + 20R	0.38	0.20–0.24	–	0.42–0.46	0.45
20S/20R	0.6	–	–	0.74–0.84	0.8
Для гопанов:					
Ts/Tm	(<0.10) 0.22	–	–	0.56–0.73	0.65–1.45
22S/22S + 22R	0.17	0.48–0.52	–	0.56–0.61	0.58

Примечание. Черточка (–) – нет данных.

¹ Kontorovich A. et al. Geology and hydrocarbon potential of the Siberian Platform (Russia) // Petroconsultants-Taurus-Oil. Russia, Geneva, Switzerland–Novosibirsk, 1994. Vol. 6.

² Справочник по геохимии нефти и газа / С.Г. Неручев. СПб.: Недра, 1998.

положных по знаку морфоструктур (см. рис. 1, А), соответствующих крупным структурам платформенного типа: поднятиям и впадинам (прогибам). Поднятия характеризуются длительно унаследованным воздыманием, они осложнены еще и системой разрывных нарушений, разбивающих их на многочисленные различного масштаба тектонические блоки. Примером такой структуры может

служить поднятие Нордуинд (рис. 4). Геоморфологически блоки совпадают с возвышенностями высотой в сотни (до тысячи) метров и протяженностью в десятки километров. В современном рельефе они представляют эрозионные останцы. Особенно многочисленны такие возвышенности на поднятиях Альфа и Менделеева. Поднятие Нордуинд также характеризуется большой кон-

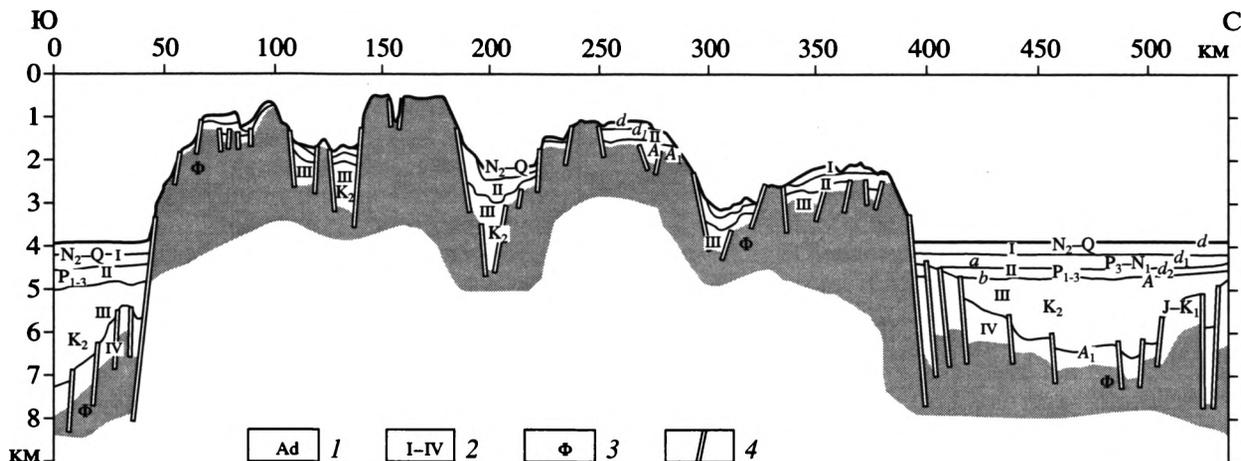


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез восточной части поднятия Нордуинд, по [8]

1 – индексы рефлексоров; 2 – индексы сейсмокомплексов; 3 – акустический фундамент; 4 – разломы

трастностью рельефа, только формы возвышенностей здесь еще более вытянутые.

Через одну из таких возвышенностей поднятия Менделеева (см. рис. 1, А) прошел геотраверз “Арктика-2000”. Склоны ее покрыты осыпями песчано-глинистого материала с неравномерно распределенными в нем обломками щебнисто-древяной размерности и отдельными глыбами до 0.3×0.4 м. На поднятии Альфа, судя по фотографиям дна, также широко развиты песчано-глинистые осадки с крупными угловатыми обломками, а на карте рельефа дна видны многочисленные возвышенности, по типу не отличающиеся от тех, что имеются на поднятии Менделеева. И хотя точной привязки фотографий нет, можно предположить, что они относятся к возвышенности, осложняющей вершинную поверхность этой морфоструктуры.

В периоды тектонической активизации рельеф дна мог приобретать еще более значительную, чем в настоящее время, контрастность; возникали особенно благоприятные условия для склоновых процессов и образования элювиально-делювиальных осадков, особенно за счет плотных древних пород. Такой тип осадков из палеозойских пород описан А. Грантцем и его коллегами [29] на поднятии Нордуинд, что представляется вполне достоверным, если исходить из его современной блоковой структуры (см. рис. 4), воспроизведенной на сейсмической основе [10]. Делювиальный тип осадков, как уже отмечалось, характерен для возвышенности НЭС “Академик Федоров” поднятия Менделеева, где наибольшая концентрация крупномерных обломков наблюдается у ее подножия. К элювиально-делювиальному типу осадков, образованных по древним породам, относятся обломки милонитов и вмещающие их песчано-алевритовые осадки, вскрытые грун-

товой трубкой FI-380 на юго-восточном склоне поднятия Альфа [28], обломки метаморфитов, совместно с доломитами и песчаниками, поднятые станцией “Альфа”. В некоторых пробах здесь метаморфиты составляют до 84% обломков [22]. Эти и другие факты могут быть расценены как свидетельство высокоамплитудных воздыманий положительных морфоструктур, способствовавших развитию склоновых процессов. Поскольку эти процессы шли в субаквальных условиях, то элювиально-делювиальные образования смешивались с осадками других типов, в том числе – вертикальными потоками морского типа, включающими продукты жизнедеятельности планктонной фауны, а также связанными с деятельностью придонных течений, перераспределявших уже выпавший в осадок материал (выносился тонкий, концентрировался грубый). Часть крупномерных обломков сносилась в прогибы, разделяющие поднятия. В зависимости от особенностей рельефа дна и, соответственно, ведущего фактора седиментационного процесса формировались состав, фракционная структура осадков и их текстуры.

Намеченная схема формирования осадков, надо полагать, типична для всей территории Центрально-Арктических морфоструктур. В присводовых частях положительных морфоструктур, характеризующихся высоким стоянием, интенсивно размывались самые древние слои, накапливались осадки, в значительной мере состоящие из карбонатных обломков палеозойских пород, как, например, на поднятиях Нордуинд, Альфа, Менделеева, а в отдельных тектонических блоках, возможно, выходили и дорифейские породы. В краевых частях поднятий, ближе к впадинам, где наиболее вероятно присутствие более молодых отложений, встречаются обломки пород ме-

зозойского возраста. Так, на юго-востоке поднятия Нордуинд, уже на стыке с Канадской котловиной, обнаружен делювий из глинистых пород с многочисленными остатками мезозойской фауны и микрофлоры различных возрастных подразделений [29], свидетельствующих о формировании там отложений, соответствующих по объему всей мезозойской группе. Делювиальные образования пород юрско-мелового возраста установлены и на склоне хребта Ломоносова, вблизи Северного полюса [30]. Маломощные осадки поздне-мелового возраста сохранились в ряде пунктов на поднятии Альфа, где они представлены глинистыми, глинисто-кремнистым материалом и нередко обогащены слабо преобразованным органическим веществом. При этом часть его имеет континентальную природу.

Тектоническая структура Американо-Арктического суббассейна и проблема Гиперборейской платформы

Сложившиеся к настоящему времени две принципиально различные точки зрения о тектоническом строении Американо-Арктического суббассейна базируются, в основном, на анализе складчатых структур окружающих его областей или геофизических данных, интерпретируемых в зависимости от исповедуемой исследователем научной гипотезы происхождения этого региона. Прямые геологические данные, единственным источником которых пока могли бы служить донные осадки, до последнего времени не принимались в расчет. С этих позиций установленный в нескольких районах элювиально-делювиальный тип осадков, по составу аналогичных донным отложениям, и обоснование их местного происхождения чрезвычайно важны, поскольку позволяют судить о коренных породах всей области Центрально-Арктических поднятий, а следовательно, и воссоздать ее историю развития на геологической основе. Формационные особенности этих пород, их возрастной объем, определенный по заключенным в них фаунистическим остаткам, руководящим для всех систем палеозоя и мезозоя, свидетельствуют о длительной седиментационной истории морского бассейна, характеризующегося шельфовым типом осадконакопления. В течение палеозоя и мезозоя в нем сформировались два крупных комплекса: терригенно-карбонатный, практически в полном объеме палеозоя, и терригенно-глинистый – в объеме мезозоя, характеризующиеся многими признаками чехольных образований древних платформ. Подстилаются они корой выветривания по кристаллическим породам, составляющим карельский фундамент платформы.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что значительная часть Американо-Арктического суббассейна, выделяемая в область Центрально-Аркти-

ческих поднятий, представляет собой древнюю платформу. Этот вывод подтверждает концепцию Шатского–Пушаровского, согласно которой восточная часть Полярного бассейна представляет собой континентальную структуру. Н.С. Шатским [21], исходя из анализа складчатых структур Верхоянья, Чукотки, Аляски, была выделена Гиперборейская платформа, которая территориально приблизительно соответствует современным поднятиям Менделеева, Чукотскому, Нордуинд и включает Новосибирские острова с прилегающими районами. Ю.М. Пушаровским [15] границы этой структуры, с учетом рельефа дна бассейна и некоторых геологических данных по о-ву Врангеля и Новосибирским островам, были расширены на север и восток за счет территорий поднятия Альфа и Канадской (Бофортской) котловины, а из юго-восточной ее части была исключена территория Новосибирских островов и смежных районов.

В 1976 году в работе Ю.М. Пушаровского, посвященной тектонике Северного Ледовитого океана [16], вся восточная его часть, соответствующая Американо-Арктическому суббассейну, значительно превосходящая по площади Гиперборейскую платформу, рассматривалась как область докембрийской континентальной коры, преобразованной в различной степени более поздними процессами складчатости и деструкции. Если эта область континентальной коры, занимающая Американо-Арктический суббассейн, была самостоятельной структурой, то как древнюю платформу ее можно предварительно, для краткости дальнейшего изложения, именовать “Восточно-Арктическая палеоплатформа”. Окончательно название будет определено только после того, как у нас появятся данные о начальных этапах развития древних платформ, расположенных по периферии Северного Ледовитого океана [6], одним из элементов которых и могла быть Восточно-Арктическая палеоплатформа. Но о границах этих структур мы ничего не знаем. Исключение составляет западная граница Восточно-Арктической платформы. Она совпадает, возможно, с древним тектоническим швом, подобным тому, что разделял Сибирскую и Баренцево-Карскую палеоплатформы и к которому был приурочен прогиб, выполненный флишомидным комплексом рифейско- (возможно и древнее) раннепалеозойского возраста. В современном тектоническом плане этот прогиб соответствует одной из складчатых зон Таймыро-Северо-Земельской системы, а параллельно ей прослеживается еще одна ее зона, состоящая из разновозрастных (докембрийско-палеозойских) отложений, слагающих северный край Сибирской палеоплатформы. Эти зоны разделены крупным разломом (Главный Таймырский разлом), плавно меняющим простирание с северо-восточного направления на Таймыре на северное

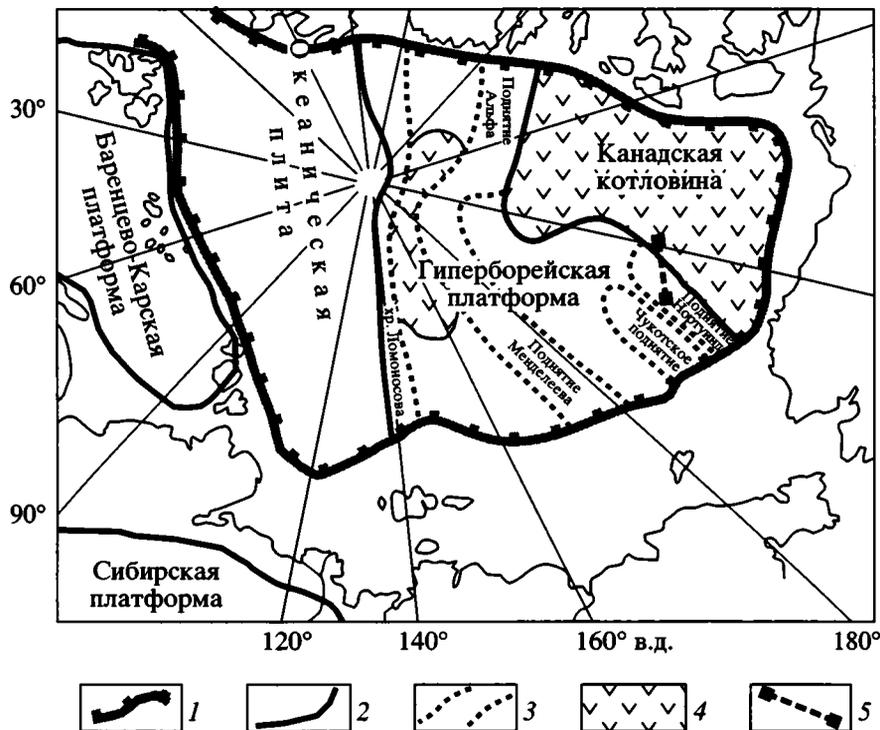


Рис. 5. Главные структуры Арктической области

1 – бровка шельфа Северного Ледовитого океана; 2 – границы платформ; 3 – контуры поднятий и хребтов; 4 – область преобразованной континентальной коры; 5 – сейсмологический разрез (см. рис. 4)

и северо-западное в пределах Северной Земли [7]. Далее они срезаются океанической структурой. Этот прогиб, может быть, достигал и Гренландии, ограничивая Баренцево-Карскую палеоплатформу.

Структура, подобная упомянутой и разделяющая Баренцево-Карскую и Сибирскую палеоплатформы, с взаимодействием которых и связана каледонская часть севера Таймыро-Северо-Земельской складчатой системы, возможно, разграничивала Восточно-Арктическую и Баренцево-Карскую палеоплатформы. Прямолинейность границы, разделяющей зоны флишоидных и платформенных образований в пределах Таймыро-Северо-Земельской системы, и линейная протяженность западной границы хребта Ломоносова определяются характером взаимодействия Баренцево-Карской палеоструктуры с Сибирской и Восточно-Арктической палеоплатформами.

Не углубляясь далее в проблему границ Восточно-Арктической палеоплатформы, отметим, что практически все исследователи [17, 19 и др.] в последующем, независимо от исповедуемых ими взглядов на геологическую историю развития Американо-Арктического суббассейна, выделяли кратонизированную структуру под названием Гиперборейская платформа, не уточняя соотношения ее со структурой Шатского-Пушаровского. Мы рас-

сматриваем Гиперборейскую платформу в границах, несколько более широких, чем их наметили ее авторы [15, 21]. Территориально она совпадает с областью Центрально-Арктических поднятий, характеризующейся, как это было показано ранее, многими признаками древней платформы. Поскольку тектонотип Гиперборейской платформы строго не был определен, то мы исходим из пространственного совпадения ее (см. далее) и структуры, выделенной Н.С. Шатским и Ю.М. Пушаровским, сохраняя за ней, по праву приоритета, предложенное ими название. Таким образом, Гиперборейская платформа (рис. 5) – это тектоническая структура, представляющая собой реликт древней кратонизированной области, предварительно названной нами “Восточно-Арктическая палеоплатформа”, занимавшей всю Восточно-Арктическую часть бассейна и сохранившей свои первичные признаки. Границы Гиперборейской платформы установлены с учетом таких же признаков. Южная ее граница совпадает с границей распространения позднекремниевых складчатых образований. Например, по долготе 180° она определяется такими конкретными данными. Позднесилурийско-каменноугольные отложения на о-ве Врангеля, состоящие из кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников, доломитов и известняков [9, 13], близки по возрасту породам поднятия Менделеева. Следовательно, мож-

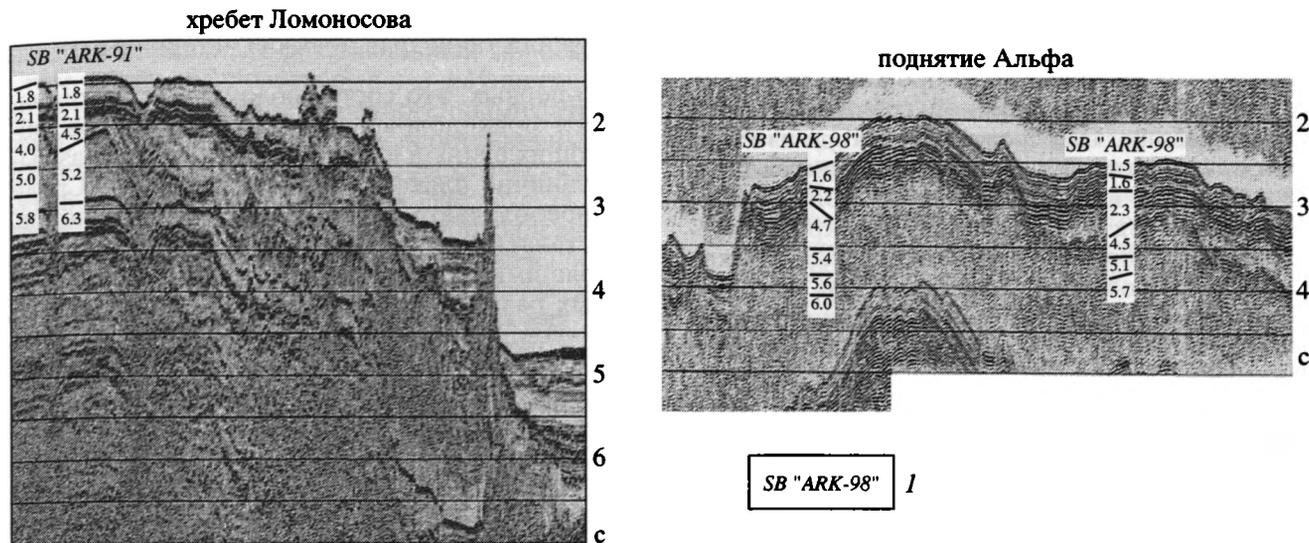


Рис. 6. Сопоставление сейсмических характеристик осадочного чехла на хребте Ломоносова и поднятии Альфа, по [3]
1 – название экспедиции и год работ

но предполагать, что палеогеографически вся эта территория в среднепалеозойское время была единой. На основании таких данных можно предполагать и ее палеоструктурное единство. Но на поднятии Менделеева породы залегают субгоризонтально, тогда как на о-ве Врангеля они дислоцированы. Таким образом, границу платформы следует проводить между указанными пунктами.

Западная граница Гиперборейской платформы проходит западнее хребта Ломоносова. В палеоструктурном плане об этой границе уже говорилось. Поскольку многие исследователи считают хребет осколком Баренцево-Карской палеоплатформы, то здесь необходимо сказать несколько слов о геологических особенностях этих структур, и тогда, возможно, станет яснее история происхождения хребта. Прямых геологических данных о строении хребта нет, результаты драгирования донных осадков весьма ограничены и мало что дают в этом плане. Редкие пробы, о которых сказано в самом начале статьи, могут свидетельствовать о его континентальной природе, что признается всеми исследователями. Сейсмический профиль, пройденный вкострест простирания хребта на широте 88° [32], показал, что фундамент хребта с пластовыми скоростями до 5.5–6 км/с располагается на глубине 2.5–3 км. Он непосредственно перекрыт полого залегающими отложениями со скоростями 4.0–4.5 км/с, условно датируемыми мезозоем. Однако не исключено, что эти отложения имеют палеозойский возраст. Мощность их 1.5–2 км. Выше идут горизонтально лежащие отложения со скоростями 1.8–2.1 км/с, условно относимые к кайнозою. Но, судя по находкам вблизи этого сейсмического профиля, нижняя часть разре-

за низкоскоростных отложений может иметь мезозойский возраст. Мощность их свыше 500 м. По данным других исследователей [14], результаты комплексной интерпретации сейсмических данных свидетельствуют о том, что общая мощность осадочного чехла на хребте, южнее только что упомянутой координаты, составляет около 5 км.

На Баренцево-Карской платформе, судя по глубоким скважинам, пробуренным на архипелаге Земля Франца-Иосифа, только триасовые отложения достигают мощности более чем 3.5 км [5]. В береговых обрывах здесь же юрские и меловые отложения составляют не менее 2 км мощности. В пределах архипелага Северная Земля, на островах Комсомолец и Пионер, только девонские и перекрывающие их верхнекаменноугольно-пермские отложения, наблюдаемые в естественных береговых выходах, имеют мощность не менее 3–4 км [18]. Фундамент же, судя по данным сейсмических работ, проведенных в присевероземельской части Карского моря, располагается на глубинах 10–12 км. В составе чехла здесь прогнозируются отложения палеозоя во всем его объеме и какая-то часть относится к рифейским образованиям.

Как следует из изложенного, данные по Баренцево-Карской платформе и хребту Ломоносова расходятся существенно. Сопоставляя же сейсмические данные по хребту и районам к востоку от него (рис. 6), в частности, по поднятиям Альфа и Менделеева, можно видеть близость характера скоростных колонок и особенностей структур отраженных волн [3]. Это дает основание предполагать, что вся система морфоструктур Центрально-Арктической области является единой круп-

ной тектонической структурой, о природе которой упоминалось ранее.

Восточная граница Гиперборейской платформы совпадает с юго-западной границей Канадской котловины. Она проводится исходя из таких фактов, как различие структуры магнитных полей котловины и смежных к западу положительных морфоструктур, отсутствие в ней крупномерных обломков пород, что можно расценивать как свидетельство особого ее генезиса. Для котловины характерны слабо интенсивные длиннопериодичные аномалии, тогда как поднятия Альфа и Менделеева отличаются интенсивными короткопериодичными аномалиями [4, 14], донные осадки представлены преимущественно глинистым материалом, а на смежных к западу поднятиях наблюдаются многочисленные крупномерные обломки пород платформенного типа. О различии Канадской котловины и области Центрально-Арктических морфоструктур свидетельствуют и результаты обработки сейсмических данных, полученных по границе упомянутых структур [10]. На западе она совпадает с зоной разломов сбросового типа. Такая же граница и на севере котловины, где поднятие Альфа образует уступ. Особенно хорошо он выражен в районе возвышенности Остензо. Вдоль уступа серией грунтовых трубок вскрыты пестроокрашенные осадки, диагностируемые нами как кора выветривания древних (карельских) пород, составляющих кристаллическое основание этого региона. Можно предположить, что выходы его здесь связаны с зоной разломов. Отличительные особенности Канадской котловины определяются, вероятно, спецификой ее развития, связанной с деструктивным распадом континентальной коры и формированием океанической структуры Северного Ледовитого океана в позднемезозойское время.

Что же касается впадин Макарова, Подводников и сопряженных с ними поднятий, то все они являются платформенными тектоническими элементами, и это вполне естественно для выделяемого здесь типа геологической структуры. По данным сейсмоки, можно предполагать, что образование прогибов, скорее всего, связано с приразломными процессами. Не исключено, что здесь, в какой-то мере, проявились процессы деструктивного распада, глубоко прошедшие в смежных областях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные в статье геолого-геоморфологические и геофизические данные свидетельствуют о том, что область Центрально-Арктических морфоструктур принадлежит к числу древних платформенных геоструктур и представляет собой реликт древней континентальной коры, занимавшей большую часть Американо-Северного суббассейна. Основными данными, обосновывающими

выделенный нами тип геологической структуры, послужили такие фактические материалы.

Во-первых, это состав обломочного материала всех фракционных групп донных осадков, образующих единый комплекс, связанный с размывом типично платформенных отложений. Среди них преобладают обломки палеозойских пород, представленные шельфовыми образованиями, состоящими из хорошо отсортированных терригенных разностей пород кварцевого состава, известняков, переполненных остатками фауны, формирование которых проходило в высокодинамичных мелководных условиях, а также доломитов, характерных для лагунных обстановок. Обломки мезозойских пород, судя по их глинисто-алевритистому составу, накапливались также в зонах мелководий, в условиях, аналогичных тем, что широко известны на островах Северного Ледовитого океана и прибрежных районов материковой суши.

Во-вторых, местное происхождение донных осадков, о чем свидетельствуют региональный геоморфологический контроль за распределением грубообломочного материала и зависимость фракционной структуры осадков от контрастности рельефа дна бассейна, исключительное однообразие формационного состава, локальное распространение специфического органического вещества, обнаруженного только на поднятии Менделеева. Эти факты не согласуются с широко принятой точкой зрения о поставке материала льдами из районов Северной Гренландии и Канадского Арктического архипелага. Косвенно этому противоречат отсутствие в составе донных осадков пород, характерных для упомянутых выше районов.

В-третьих, было установлено, что формирование донных осадков в значительной мере определяется рельефом дна бассейна, контрастность которого регулируется тектоническими процессами. Особенно хорошо это проявляется на поднятиях, характеризующихся длительно-унаследованным воздыманием, осложняющихся разрывными нарушениями, разбивающими их на блоки разного масштаба. Геоморфологически блоки часто совпадают с возвышенностями, у подножия которых накапливаются наиболее грубые фракции осадков, в том числе и элювиально-делювиального типа. Формирование донных осадков проходило в субаквальных условиях, где элювиально-делювиальные разности смешивались с вертикальными потоками чисто морского материала и материалами донных течений. В зависимости от контрастности рельефа и, соответственно, ведущего фактора в седиментационном процессе формировался состав, фракционная структура и текстуры осадков.

В-четвертых, установленный в нескольких районах элювиально-делювиальный тип осадков, в том числе с разновозрастными фаунистическими остатками и древними радиогенными датировками, сходных с широко распространенными в пределах области Центрально-Арктических поднятий донными осадками, позволяет судить о составе, возрасте и формационной принадлежности коренных пород, непосредственно подстилающих рыхлые отложения. В составе коренных пород предполагаются три комплекса. Два из них представлены осадочными отложениями. Первый – терригенно-карбонатный, по возрасту соответствующий всему объему палеозоя; второй – терригенно-глинистый, в объеме мезозоя. По всем признакам это типично чехольные образования древних платформ. Третий комплекс – метаморфические породы, судя по радиогенным датировкам полевых шпатов из коры выветривания, они имеют карельский возраст. Следовательно, область Центрально-Арктических поднятий представляет собой древнюю платформу. Территориально она в значительной степени совпадает с тектонической структурой, именуемой “Гиперборе́йская платформа”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов Н.А., Лапина Н.Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Морской транспорт, 1961. 150 с.
2. Белов Н.А., Лапина Н.Н. Результаты геолого-геоморфологических исследований Арктического института // Проблемы Арктики и Антарктики. 1968. Вып. 28. С. 94–109.
3. Буценко В.В., Поселов В.А. О геологической природе геоструктур Центрально-Арктического региона // Исследования литосферы в работах Петербургских геофизиков (Развитие идеи академика Г.А. Гамбурцева). СПб.: ВИРГ-Рудгеофизика-ВНИИОкеангеология, 2003. С. 161–170.
4. Верба В.В., Верба В.Л. Структуры растяжения земной коры в Арктической геодепрессии // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 93–108.
5. Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Шеходанов В.А., Армишев А.М. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95–98.
6. Кабаньков В.Я. Верхнедокембрийские отложения Арктики // Труды МГК. XXIII сессия. Доклады советских геологов. Л.: Наука, 1968. С. 111–115.
7. Кабаньков В.Я. О возрасте и геотектонической природе Таймыро-Североземельской складчатой области // Недра Таймыра. Норильск: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. Вып. 3. С. 22–41.
8. Карсола А.Дж., Фишер Р.Л., Шипек К.Дж., Шамвей Г. Батиметрия моря Бофорта // Геология Арктики. М.: Мир, 1964. С. 431–439.
9. Косыко М.К. Средний палеозой о-ва Врангеля // Геология складчатого обрамления Американо-Северного суббассейна. СПб.: Севморгеология, 1991. С. 57–69.
10. Косыко М.К., Заманский Ю.Я., Лангинен А.Е., Иванова Н.Н. Граница Канадской котловины и Центрально-Арктической области поднятий в районе хр. Нортвинд (Американо-Северный бассейн Северного Ледовитого океана) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 114–130.
11. Кроми В.Дж. Предварительные результаты исследований арктической дрейфующей станции “Чарли” // Геология Арктики. М.: Мир, 1964. С. 440–454.
12. Литинский В.А. Обнаружение остатков американской дрейфующей станции “Чарли” в районе к северу от о. Врангеля // Проблемы Арктики и Антарктики. 1968. Т. 28. С. 140–145.
13. Остров Врангеля: геология острова, минерагения, геоэкология / Под ред. М.К. Косыко, В.И. Ушакова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
14. Поселов В.А., Павленкин А.Д., Погребницкий Ю.Е., Буценко В.В., Сорокин М.Ю. Структура и эволюция Арктической литосферы // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа РФ в Арктическом бассейне. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 94–107.
15. Пуцаровский Ю.М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 9. С. 15–28.
16. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3–14.
17. Тектоническая карта Северной Полярной области Земли масштаба 1 : 5000000 / Ред. Б.Х. Егизаров. Л.: Мингео СССР, 1978.
18. Хапилин А.Ф. Стратиграфия девонских отложений архипелага Северная Земля. Л., 1982. С. 103–119. (СПб. Научн. Тр. Севморгеология).
19. Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 91. 117 с.
20. Чувардинский В.Г. Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2000. 287 с.
21. Шатский Н.С. О тектонике Арктики // Геология и полезные ископаемые севера СССР. Т. 1. Геология. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1935. С. 149–168.
22. Шварцахер В., Ханкенс К. Гальки, поднятые при драгировании в центральной части Северного Ледовитого океана // Геология Арктики. М.: Мир, 1964. С. 419–430.
23. Berichte zur Polarforschung. 1999. № 308. 159 p.
24. Bischof J., Clark D., Vincent J. Origin of ice – rafted debris: Pleistocene paleoceanography in the western Arctic Ocean // Paleoceanography. 1996. Vol. 11. № 6. P. 743–756.
25. Bischof J., Darby D. Mid to Late Pleistocene Ice Drift in the Western Arctic Ocean: Evidence for a Different Circulation in the Past // Science. 1997. Vol. 277. № 4. P. 74–78.

26. Clark D.L., Hanson A. A key to ice transport mechanisms // *Glacial-Marine Sedimentation* / Ed. B.F. Molnia. New York, London: Plenum Press, 1983. P. 301–330.
27. Clark D.L., Grantz A., Mullen M.W. Paleozoic and Triassic conodonts from the Northwind Ridge of the Arctic Ocean // *Marine Micropaleontology*. 1997. Vol. 32. P. 365–385.
28. Clark D.L., Kowallis B., Medaris L., Daino A. Orphan Arctic Ocean metasediment clasts; Local derivation from Alpha Ridge or pre-2, 6 Ma rafting? // *Geology*. 2000. Vol. 28. № 12. P. 1143–1146.
29. Grantz A., Clark D., Phillips R., Srivastava S. Phanerozoic Stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin and the geometry and timing of rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1998. Vol. 110. № 6. P. 801–820.
30. Grantz A., Pease V., Wallard A., Phillips R., Clark D. Bedrock cores from 89° North: Implications for the geological framework and Neogene paleoceanography of Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2001. Vol. 113. № 10. P. 1272–1281.
31. Grantz A., Phillips R., Mullen M. Character Paleoenvironment rate of accumulation and evidence for seismic triggering of Holocene turbidites, Canada Abbasal Plain, Arctic Ocean // *Marine Geology*. 1996. Vol. 133. P. 51–73.
32. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schone T. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasia Basin // *Geophysics Journal International*. 1995. Vol. 122. P. 378–393.
33. Phillips R., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic // *Marine Geology*. 2001. Vol. 172. P. 91–115.

Рецензенты: Е.Е. Милановский,
А.А. Моссаковский

Geotectonic Nature of the Central Arctic Morphostructures and Geological Implications of Bottom Sediments for Its Interpretation

V. Ya. Kaban'kov¹, I. A. Andreeva¹, V. N. Ivanov², and V. I. Petrova¹

¹All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologiya), Angliiskii pr. 1, St. Petersburg, 190121 Russia

²Polar Marine Geological Exploration Expedition (PMGEE), ul. Pobedy 24, Lomonosov, 189510 Russia

Abstract—The paper summarizes the results of the study of bottom sediments sampled in the area of the Central Arctic morphostructures during the expedition *Arktika-2000* and the data obtained by the Russian and foreign floating polar stations. Mineralogy and textures of large rock fragments and composition of the faunal remains contained therein suggest that the clastic material was derived from typical Paleozoic and Mesozoic platform sequences. The spatial distribution of coarse debris that accumulates mainly on positive morphostructures, dependence of the sediment grain size on the degree of bottom topography contrast, localization of specific organic matter, lack of rocks characteristic of near-shore areas affected by the Beaufort Current, which is thought to be responsible for the debris transport,—all these features indicate its local origin. A compositional similarity between nonlithified sediments and rock fragments of the residual deposits and talus containing various fossil remains provide information on the composition, age, and typification of bedrocks, resembling in many respects the rocks from sedimentary cover of ancient platforms. Seismic characteristics of sedimentary sequences are generally uniform in the study region. The basement underlying the sedimentary complex is composed of the Karelian metamorphic rocks; their age is determined by isotopic dates of feldspars from the zone of weathering. Thus, the area of the Central Arctic uplifts may be regarded as an ancient platform coinciding largely with the tectonic unit previously defined as the Hyperborean Platform.

УДК 551.242.03:550.83(268)

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА И ЦЕНТРАЛЬНЫХ ХРЕБТОВ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

© 2004 г. А. Л. Пискарев

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей Российской академии наук,
119180 Москва, Старомонетный пер., 22*

Поступила в редакцию 26.12.2003 г.

Область исследования включает Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана, хребет Ломоносова, а также пограничные с Амеразийским бассейном котловины Подводников и Макарова и цепь хребтов Альфа–Менделеева. Преобладающей концепцией формирования Евразийского бассейна считается непрерывный на протяжении всего кайнозоя медленный спрединг, ось которого находится на хребте Гаккеля. Хребет Ломоносова при этом рассматривается как фрагмент прежней Баренцево-Карской континентальной окраины, отделившийся от нее на рубеже позднего мела/кайнозоя.

В то же время многие данные геофизических и батиметрических наблюдений вступают с этой концепцией в прямое противоречие. К таковым относятся асимметрия магнитных и гравитационных аномалий в восточной части Евразийского бассейна, особенности распределения по площади числа сейсмических горизонтов и их мощностей, что свидетельствует о более сложной истории эволюции региона.

Анализ геофизических и батиметрических данных направлен на раскрытие последовательности событий, приведших к формированию современной структуры Евразийской котловины и хребта Ломоносова. Применялся амплитудно-частотный анализ аномалий потенциальных полей с использованием двумерных спектров Фурье, изучалась корреляция магнитных аномалий и рельефа дна, производились модельные расчеты на профилях, пересекающих глубоководные структуры.

В результате анализа установлено, что Евразийский бассейн к востоку от 75° в.д. в домиоценовое время формировался в процессе спрединга с осью, располагавшейся значительно ближе к хребту Ломоносова, чем современный хребет Гаккеля. Хребет Гаккеля шириной 160–200 км является структурой, наложенной на домиоценовый фундамент после перескока оси спрединга. Хребет Ломоносова вблизи Евразийской континентальной окраины сложен “нормальной” континентальной корой, в то время как фундамент центрального сегмента хребта сложен преимущественно основными магматическими породами. Фундамент системы хребтов Альфа–Менделеева содержит тела базит-гипербазитовых пород. В верхней части хребта Альфа развиты, по-видимому, трапповые толщи, аналогичные по магнитным свойствам траппам Земли Франца-Иосифа.

ВВЕДЕНИЕ

Происхождение и характер основных геоструктур дна Северного Ледовитого океана остаются до сих пор во многом загадочными. Можно назвать несколько причин такого положения. Во-первых, на всей глубоководной акватории океана не пробурено ни одной картировочной скважины, которая вскрыла бы фундамент. Во-вторых, не отличаются полнотой геофизические данные: малы объемы глубинных сейсмических исследований, аэромагнитная съемка на больших площадях выполнена по редкой сети и с невысокой точностью привязки, чрезвычайно неравномерна гравиметрическая изученность океана. С другой стороны, имеющиеся морфологические и геологические данные свидетельствуют о сложной, длительной и многостадийной истории формирования структур океана. Достоверное воссоздание этой истории станет возможным только после проведения значительного объема геолого-геофизических ис-

следований, в дополнение к уже выполненным. Однако уже само планирование таких работ требует обсуждения ключевых проблем геологического строения региона и путей возможных решений этих проблем.

Дискуссия о вещественно-формационном составе и истории формирования главных структур глубоководной области Северного Ледовитого океана до недавнего времени почти не затрагивала области Евразийского бассейна и хребта Ломоносова. При обсуждении эволюции региона преобладает гипотеза о том, что Евразийский бассейн сформирован в процессе медленного спрединга с осью раскрытия, располагавшейся на протяжении всего кайнозойского времени на хребте Гаккеля. Эта гипотеза остается неизменной со времени открытия в Евразийском бассейне системы линейных магнитных аномалий, однотипных с аномалиями других срединно-океанических структур [10], и завершения в Северном Ледовитом океане первого цикла аэромагнитных

работ [26, 29, 30]. Она получила новое подтверждение в итоговых публикациях конференции ICAM III [20, 27]. Предполагается, что спрединг происходил постоянно в течение кайнозоя, а скорость спрединга, первоначально составлявшая порядка 2 см/год, начала уменьшаться в эоцене и с олигоцена составляет примерно 0.5 см/год, что делает хребт Гаккеля самым медленно разрастающимся хребтом мировой системы срединно-океанических хребтов [19]. Низкая скорость разрастания, по мнению упоминаемых выше авторов, и обуславливает необычно сложную морфологию фундамента Евразийского бассейна.

В обсуждаемой системе представлений хребт Ломоносова рассматривается как фрагмент существовавшей прежде Баренцево-Карской континентальной окраины, который отделился от нее на границе позднего мела и кайнозоя и опустился ниже уровня моря примерно 50 млн. лет назад.

В то же время наблюдаются и описаны многочисленные факты, не увязывающиеся со столь простой историей образования и развития Евразийской котловины и хребта Ломоносова.

Сомнения в том, что гипотеза непрерывного кайнозойского спрединга с осью на хребте Гаккеля имеет достаточное фактологическое обеспечение, усиливаются при рассмотрении схемы аэромагнитной изученности (отечественные данные) Северного Ледовитого океана [4]. Сеть профилей аэромагнитных съемок может быть признана соответствующей региональному этапу исследований лишь в пределах 200-километровой полосы вдоль хребта Гаккеля, где межпрофильные расстояния составляют 5–10 км. На площади же восточного сектора котловины Нансена и Амундсена межпрофильные расстояния составляют 20, а иногда 40 и более километров. Если учесть сложность навигации и привязки съемочных профилей, существовавшие в середине 60-х годов, во время проведения этих съемок, то станет ясно, что картина магнитных аномалий восточной части Евразийского бассейна за пределами хр. Гаккеля, такая, какой она рисуется на сводных картах, является весьма условной и ненадежной. Отсюда вытекает и множественность результатов интерпретации этих аномалий, когда, наряду с непрерывным спредингом, предполагается длительный перерыв [24] или же большие площади бассейна трактуются как области неопределенного характера магнитных аномалий.

В последнее время существенно улучшились и стали общедоступными базы геофизических данных в области Северного Ледовитого океана. Это относится к гравиметрическим материалам, которые до недавнего времени практически не использовались при геолого-тектоническом анализе строения региона, и к базе батиметрических данных. Достаточно посмотреть и сравнить со-

временные батиметрические карты Северного Ледовитого океана с картами 10–12-летней давности, чтобы увидеть, насколько детальнее и богаче стала информация о формах рельефа океанического дна. Несмотря на скудость сейсмических материалов, сведение их в банк данных открыло возможность анализа пространственно-распространения осадочных пород, принадлежащих к определенным сейсмическим горизонтам, анализа распределения скоростных характеристик сейсмического фундамента.

Диапазон гипотез, касающихся происхождения цепи хребтов Альфа–Менделеева и заключенных между ними и хребтом Ломоносова котловин Макарова и Подводников, весьма широк, и в настоящее время, в отличие от Евразийского бассейна, невозможно назвать концепцию, которая была бы превалирующей. Основные предположения сводятся к следующему:

– Перечисленные хребты и котловины являются опущенным платформенным блоком. В частности, указывается на черты сходства аномалий магнитного поля этой области и магнитных аномалий над регионами Сибирской платформы: Анабарским щитом и Тунгусской синеклизой [2, 3, 12].

– Цепь поднятий хребтов Альфа–Менделеева образует базальтовую провинцию, которая образовалась в результате прохождения этой области над “горячей точкой” при раскрытии Канадского бассейна в юрско-меловое время [21, 28].

– Вся или большая часть области имеет базальтовый фундамент спредингового происхождения, причем положение и ориентировка осей спрединга изменялись во времени [5, 22, 23].

– Хребты Альфа–Менделеева сложены шовным межплитным островодужным комплексом, в то время как котловины Макарова и Подводников образовались как задуговые моря [9, 11, 25].

– Хребты Альфа–Менделеева образуют базальтовое плато, подобное плато Онтонг–Джава и Манихики [17].

Сам перечень приведенных выше концепций, далеко друг от друга отстоящих, взаимоисключающих, но, тем не менее, имеющих своих сторонников, говорит о слабости исходной фактуры – бедности геолого-геофизических данных. Вместе с тем уязвимость высказанных предположений различна, что мы и постараемся показать на примерах анализа конкретных геофизических данных.

В нашей работе выполнен комплексный анализ геофизических и батиметрических данных с целью раскрытия последовательности событий, приведших к формированию современной структуры Евразийской котловины и хребта Ломоносова. При этом использованы как обновленные базы данных: составленные во ВНИИОкеангеология гриды магнитных и гравитационных анома-

лий, сводка данных сейсмического профилирования и точечных зондирований, постоянно обновляемые в Интернете батиметрические данные, так и передовые технологии анализа этих данных: (i) амплитудно-частотный анализ аномалий потенциальных полей с использованием двумерных спектров Фурье; (ii) расчет корреляции наблюдаемых магнитных аномалий и теоретических аномалий от рельефа дна; (iii) изучение источников аномалий силы тяжести путем модельных расчетов на нескольких трансектах, пересекающих все глубоководные структуры.

При анализе сейсмических материалов использованы результаты типизации волновых полей региона, подразделяющие изучаемый регион по числу фиксируемых сейсморазведкой осадочных горизонтов.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И БАТИМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Рассмотрим, какие структуры и следы процессов формирования фундамента региона проявлены в анализируемых нами геофизических и батиметрических материалах.

На рис. 1 представлена карта теневого рельефа дна Евразийского бассейна, хребта Ломоносова, хребтов Альфа–Менделеева, построенная по батиметрическим данным 2003 года. Стоит внимательно присмотреться к тем особенностям рельефа, которые выявились на батиметрической карте совсем недавно, в процессе наращивания и детализации данных. Если еще на карте, изданной в 1990 году, хребет Ломоносова представлялся единой линейно вытянутой вдоль 140-го меридиана структурой, с небольшим искривлением прямолинейности в приполюсной части и раздутием в сторону котловины Подводников вблизи 85° с.ш., то на картах 2003 года ясно видны по крайней мере три разнородных сегмента. Центральный сегмент, состоящий из нескольких гряд, развернутых относительно генерального простирания хребта и вытянутых примерно вдоль 170-го меридиана, не столько параллелен тому отрезку хребта Гаккеля, который противостоит ему на противоположном борту котловины Амундсена, сколько направлен навстречу отрезку хребта Гаккеля к западу от 60° в.д. Котловины Амундсена и Нансена рассечены в разных направлениях ступенями, желобами и вытянутыми впадинами, отражающими неотектонический этап эволюции региона и наверняка часто унаследованными от структур фундамента. Особо примечательным выглядит пояс деформаций, протягивающихся от центрального сегмента хребта Ломоносова через котловину Амундсена к хребту Гаккеля. Отдельные фрагменты рифтовой долины хребта Гаккеля между 30 и 60° в.д. параллельны простиранию этого пояса. Далее пояс прослеживается через

котловину Нансена к архипелагу Шпицберген. Северо-западный берег Северо-Восточной Земли Шпицбергена просматривается как один из элементов пояса.

Другой примечательной особенностью батиметрических карт являются ступени рельефа в восточной части котловин Евразийского бассейна, ступени, направление которых параллельно двум линейным структурам континентального склона в области сопряжения Евразийского бассейна и шельфа моря Лаптевых.

Хребты Альфа и Менделеева, наряду с чертами сходства, выражающимися в том, что протяженность отдельных поднятий обычно невелика и не превышает 100–200 км, тем не менее четко сегментированы. Хорошо прослеживается понижение рельефа, отходящее от котловины Макарова и разделяющее эти хребты, а также понижение в районе сейсмопрофиля СЛО-2000, отделяющее южную часть хребта Менделеева (плато Арлис) от его северной части.

Остаточные гравитационные аномалии, карта которых представлена на рис. 2, получены путем вычитания аномалий, вычисленных по гармоникам двумерного спектра Фурье с длиной волны $T > 250$ км, из наблюдаемых аномалий Фая. Такого рода фильтрация позволяет получить в чистом виде карту коротко- и средневолновых гравитационных аномалий, т.е. карту, в наименьшей степени несущую в себе влияние крупных форм рельефа: хребтов и котловин и, соответственно, в большей степени отражающую внутреннюю структуру фундамента региона, чем карта исходных аномалий [4].

Гравитационные аномалии Евразийского бассейна характеризуются четкой зональностью. В центре по оси бассейна протягивается ярко выраженный пояс положительных аномалий, совпадающих в плане с хребтом Гаккеля. Ширина аномальной зоны, как и ширина хребта, составляет 160–200 км. Вдоль оси хребта протягивается цепочка интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести, наблюдаемых над расположенной здесь рифтовой долиной.

Характер гравитационных аномалий в котловинах Нансена и Амундсена резко изменяется на линии раздела, протягивающейся от северного полюса примерно по меридиану 75° в.д. в Карское море. К западу от этой линии градиентные зоны и локальные (с периодом 250 км) гравитационные аномалии котловин ориентированы в основном вдоль их окраин или трансформно к окраинам и к хребту Гаккеля. Восточнее меридиана 75° в.д. картина аномалий резко отлична: аномалии и градиентные зоны расположены под углом 30–40° к хребту Гаккеля и окраинам котловин Нансена и Амундсена и, как правило, не пересекают и не пересекают хребет.

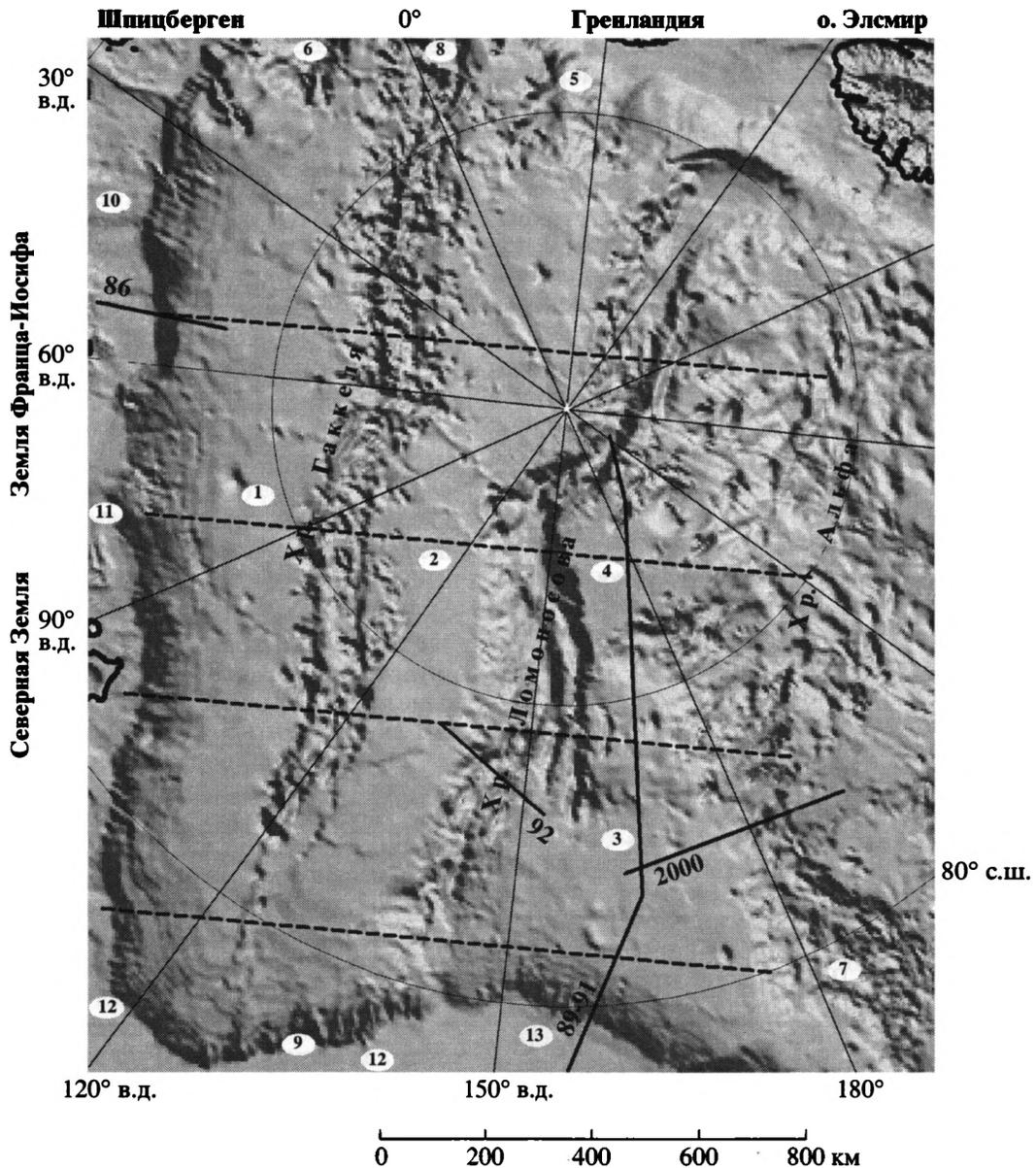


Рис. 1. Теневая батиметрическая карта Евразийской части Северного Ледовитого океана, освещение слева снизу. Сплошные линии – профили ГСЗ, пунктир – профили модельных плотностных разрезов. Цифрами обозначены: котловины: Нансена (1), Амундсена (2), Подводников (3), Макарова (4); плато: Морис-Джесуп (5), Ермак (6), Арлис (7); пролив Фрам (8); Хатангско-Ломоносовская окраинно-континентальная зона (9); шельф морей: Баренцева (10), Карского (11), Лаптевых (12), Восточно-Сибирского (13)

Переход от котловины Нансена к континентальному склону маркируется цепью интенсивных положительных аномалий, окаймляющих континентальный склон почти по всей периферии Северного Ледовитого океана. Природа этих аномалий в редукции Фая на границе шельф–океан, связанная именно с характером самой редукции, наиболее полно раскрыта в работах В.А. Литинского [13]. Суть заключается в том, что влияние мантийного подъема начинает чувствоваться на краю шельфовой области еще до выхода на

континентальный склон, где оно уравнивается возрастающей глубиной водной толщи и увеличением мощности осадочного чехла.

Вполне естественно, что наиболее ярко выраженными в гравитационном поле дизъюнктивными структурами Евразийского бассейна являются дивергентная граница рифтовой зоны и разломы, отделяющие глубоководные котловины от континентального шельфа. В то же время четко выделяются разломы, протягивающиеся вдоль оси хребта Гаккеля на расстоянии 80–100 км от нее,

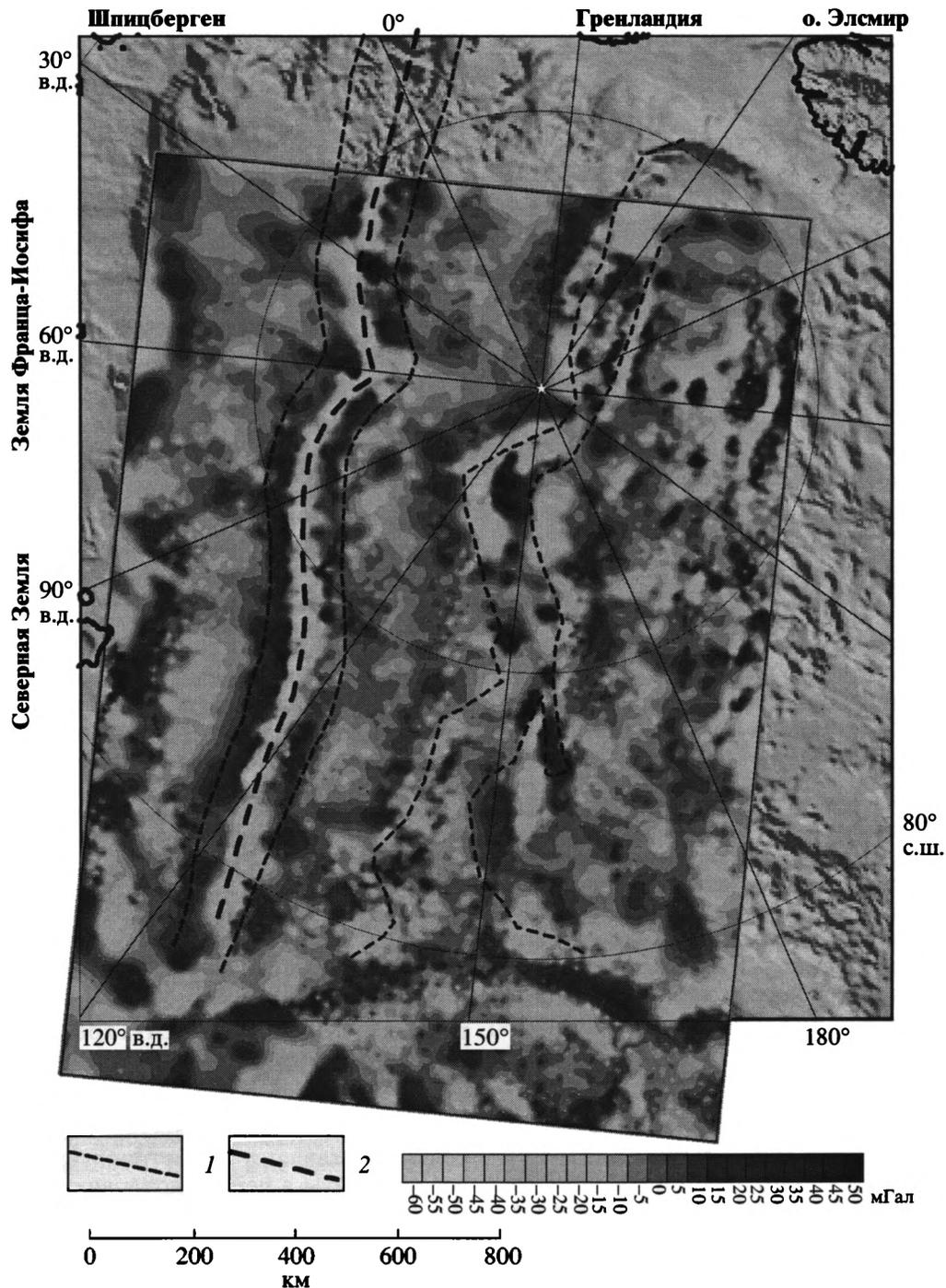


Рис. 2. Схема гравитационных аномалий с периодом $T < 200$ км

1 – контуры хребтов Гаккеля и Ломоносова; 2 – положение рифтовой долины

отделяющие хребт от глубоководных котловин, – ситуация, отличная от Атлантики, где такого рода переходы совершаются постепенно. В котловине Амундсена, так же, как и в котловине Нансена, преобладают структуры, отнюдь не согласные с простираем хребта Гаккеля и не ортогональные хребту (картина, которую мы на-

блюдаем в гравитационном поле котловин вблизи срединных хребтов Атлантического и Тихого океанов). В обеих котловинах наблюдаются градиентные зоны, параллельные прямолинейным отрезкам Лаптевоморского континентального склона. Следует обратить также внимание на пояс аномалий, прослеживающихся (с левым сдви-

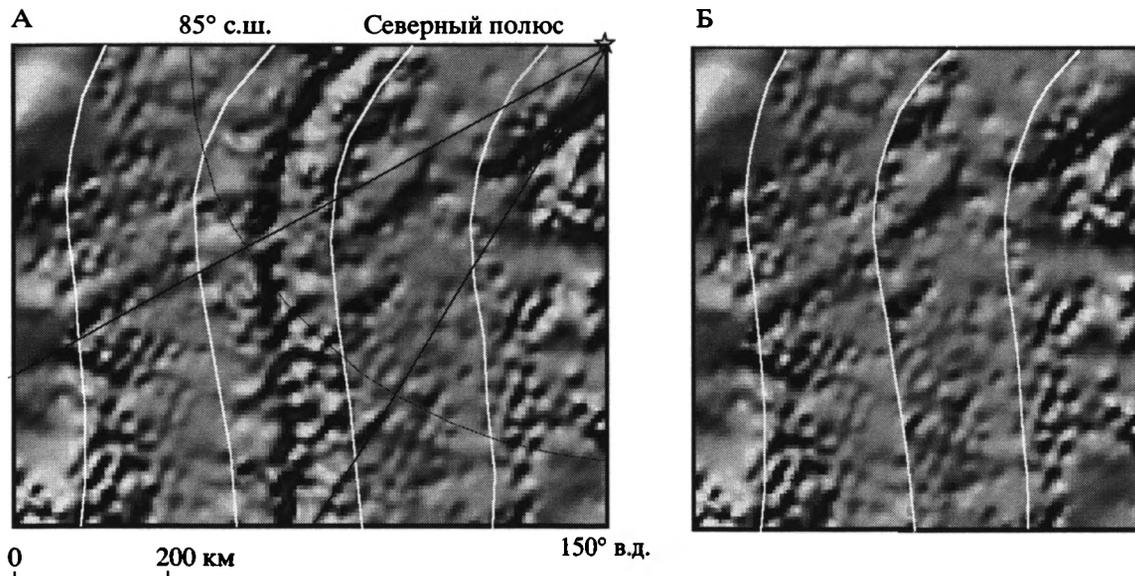


Рис. 3. Карта теневого рельефа гравитационных аномалий в приполюсной области (А) и вероятное взаимоположение участков котловин Нансена и Амундсена до образования хребта Гаккеля (Б)

гом) от отрезка хребта Гаккеля между 30 и 60° в.д. через центральный сегмент хребта Ломоносова и далее в юго-западную часть котловины Подводников.

Вероятно, важную роль играет разлом, прослеживаемый примерно от 80° в.д. на шельфе Карского моря и протягивающийся по другую сторону от хребта Гаккеля в район северного полюса. К западу от него разрывные структуры глубоководных котловин составляют единую систему с разломами хр. Гаккеля. К востоку – они, как правило, не пересекают хребет и не параллельны его бортам. Значение этого разлома в кайнозойской истории Евразийского бассейна может быть проиллюстрировано картой теневого рельефа гравитационных аномалий (рис. 3). Структура, относящаяся к морфологически выраженному хребту Гаккеля, хорошо видна на этой карте (А). Если мы попытаемся восстановить ситуацию, которая существовала 10–12 млн. лет назад (вероятный возраст хребта Гаккеля), то увидим, что две градиентные зоны, типа зон, сопутствующих трансформным разломам, объединяются в одну линию (см. рис. 3, Б). Становится очевидным, что направление спрединга при формировании прилегающих участков современных котловин Нансена и Амундсена было иным, чем во время формирования хребта Гаккеля, и это направление параллельно континентальному склону в Хатангско-Ломоносовской зоне.

Хребет Ломоносова, ограничивающий с севера котловину Амундсена, предстает в гравитационном поле как существенно неоднородная структура. Если генеральное простирание струк-

тур в Канадско-Гренландском и Прилаптевоморском сегментах хребта просматривается вдоль 140-го меридиана, то в центральном сегменте оно составляет 160–170°. Заметим также, что центральный сегмент отмечен группой интенсивных изометрических короткопериодных аномалий, в то время как конечные сегменты хребта характеризуются более спокойными аномальными полями. В гребневой части хребта Ломоносова внутри этих сегментов фиксируются полосы короткопериодных аномалий, наблюдаемых обычно над складчатыми структурами. Кроме того, между 85 и 87° с.ш. отчетливо прослеживается пояс поперечных структур фундамента хребта Ломоносова (не выраженный в рельефе дна), протягивающийся в котловину Амундсена.

Гравитационные аномалии котловины Макарова представляют симметричную картину. Осовой максимум в центре котловины вытянут примерно параллельно 120-му меридиану, по обе стороны от него расположены минимумы. С юго-западной стороны аномалии срезаны и как бы сдвинуты левым сдвигом, линия которого пересекает также и хребет Ломоносова.

Если батиметрические карты отражают в основном неотектонический этап развития региона (а внутреннюю структуру фундамента только в той мере, в какой неотектонические структуры являются унаследованными), то гравиметрические аномалии отображают как неотектонические подвижки, так и структуры, сформировавшиеся за всю палеотектоническую историю региона. Однако в наиболее чистом виде палеотектонические структуры земной коры отражаются в маг-

нитных аномалиях, на рисунок которых неотектонический этап развития влияет в наименьшей степени.

На рис. 4 представлена схема короткопериодных (отфильтрованных) магнитных аномалий Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана и хребта Ломоносова. Наряду с многократно изученной и описанной в литературе полосовой структурой аномалий, на схеме виден ряд особенностей этой структуры, внимание на которые обращается гораздо реже. Прежде всего, это уменьшение числа достоверно прослеживаемых полосовых аномалий в направлении с запада на восток. Во-вторых, на картах ярко выражена поперечная сегментация Евразийского бассейна, чередование зон с выдержанным простиранием аномалий и зон, в которых аномалии осложнены многочисленными поперечными нарушениями. Далее заметим явную асимметрию в рисунке аномалий относительно современной оси спрединга, располагающейся в рифтовой долине хр. Гаккеля, асимметрию, особенно заметную к востоку от 75° в.д. При этом область полосовых аномалий в котловине Амундсена заметно шире, чем в котловине Нансена. В то же время их направление отличается от направления полосовых аномалий в пределах хр. Гаккеля. Наконец, при приближении к континентальному склону моря Лаптевых, южнее 80° с.ш., аномалии на продолжении рифтовой долины хр. Гаккеля прослеживаются лишь в узкой зоне.

Обратим также внимание на пояс положительных и сопряженных отрицательных аномалий, протягивающийся от центрального сегмента хр. Ломоносова через котловину Амундсена, хребет Гаккеля и котловину Нансена в желоб Святой Анны, к восточной границе Земли Франца-Иосифа, и далее в Северо-Баренцевскую впадину.

Чрезвычайно важной, как нам представляется, особенностью магнитного поля в Прилаптевоморской части Евразийского бассейна является то, что короткопериодные аномалии вытянуты вдоль континентального склона, а не вдоль хр. Гаккеля. Такое же направление короткопериодных аномалий фиксируется и на прилегающем к Лаптевоморскому шельфу сегменте хр. Ломоносова.

Важная дополнительная информация о составе и строении фундамента исследуемой области получена при изучении корреляции измеренных магнитных аномалий и теоретических аномалий, вызванных рельефом дна. Решение задачи могло быть более строгим, если бы имелась возможность вместо рельефа дна использовать рельеф фундамента. Однако скудность сейсмической информации не позволяет построить поверхность фундамента с необходимой для решения детальностью (данные о рельефе и о магнитных аномалиях вводились по сетке 5 × 5 км). Следует в то же время учесть, что мощность неконсолидирован-

ных осадочных толщ (как правило, слабо магнитных) составляет на большей части хребтов первые сотни метров, что гораздо меньше, чем перепад глубин над гребнями хребтов и над разделяющими и окружающими их впадинами. Таким образом, можно считать, что осредненные характеристики вполне реально отражают различия в вещественном составе хребтов и окружающих их впадин и котловин.

Установление факта прямой корреляции магнитных аномалий и рельефа говорит о сравнительно однородной намагниченности пород, слагающих формы рельефа, и дает возможность рассчитывать среднюю величину намагниченности этих пород. Положительная корреляция магнитных аномалий и форм рельефа может служить фактом, определяющим генезис тех или иных участков дна.

При оценке достоверности и значимости вычисленных коэффициентов корреляции необходимо учитывать много факторов. Источником магнитных аномалий чаще всего являются породы складчатого или кристаллического фундамента, то есть методически строго мы должны были бы рассчитывать теоретические аномалии от рельефа акустического фундамента, а не от рельефа дна. Но исследуемая область Северного Ледовитого океана пересечена лишь редкими сейсмическими профилями, и построение достоверной карты рельефа фундамента этой области в настоящее время невозможно. С другой стороны, известно, что хребты и другие положительные формы рельефа в большинстве случаев покрыты осадочным чехлом небольшой мощности (первые сотни метров), что значительно меньше перепада глубин – величины, участвующей в расчете теоретической аномалии.

Как известно, спрединговые хребты сложены блоками прямо и обратно намагниченных пород и определенное направление намагниченности не привязано к тем или иным формам рельефа, за исключением узкой полосы прямо намагниченных пород в осевой зоне (аномалия 1). Таким образом, вычисляемый в скользящем окне коэффициент корреляции в пределах области развития спрединговых полосовых аномалий должен быть близок к нулю. И действительно, нулевые значения коэффициента свойственны хребту Гаккеля на всем его протяжении, от пролива Фрам на западе до моря Лаптевых на востоке (рис. 5). Уверенная положительная корреляция наблюдается над приполюсной частью хр. Ломоносова и над его Прилаптевоморской частью, в то время как центральный сегмент хребта Ломоносова отличается по этому параметру (как и другими характеристиками) от его крайних сегментов: значения коэффициента корреляции над этим сегментом близки к нулевым.

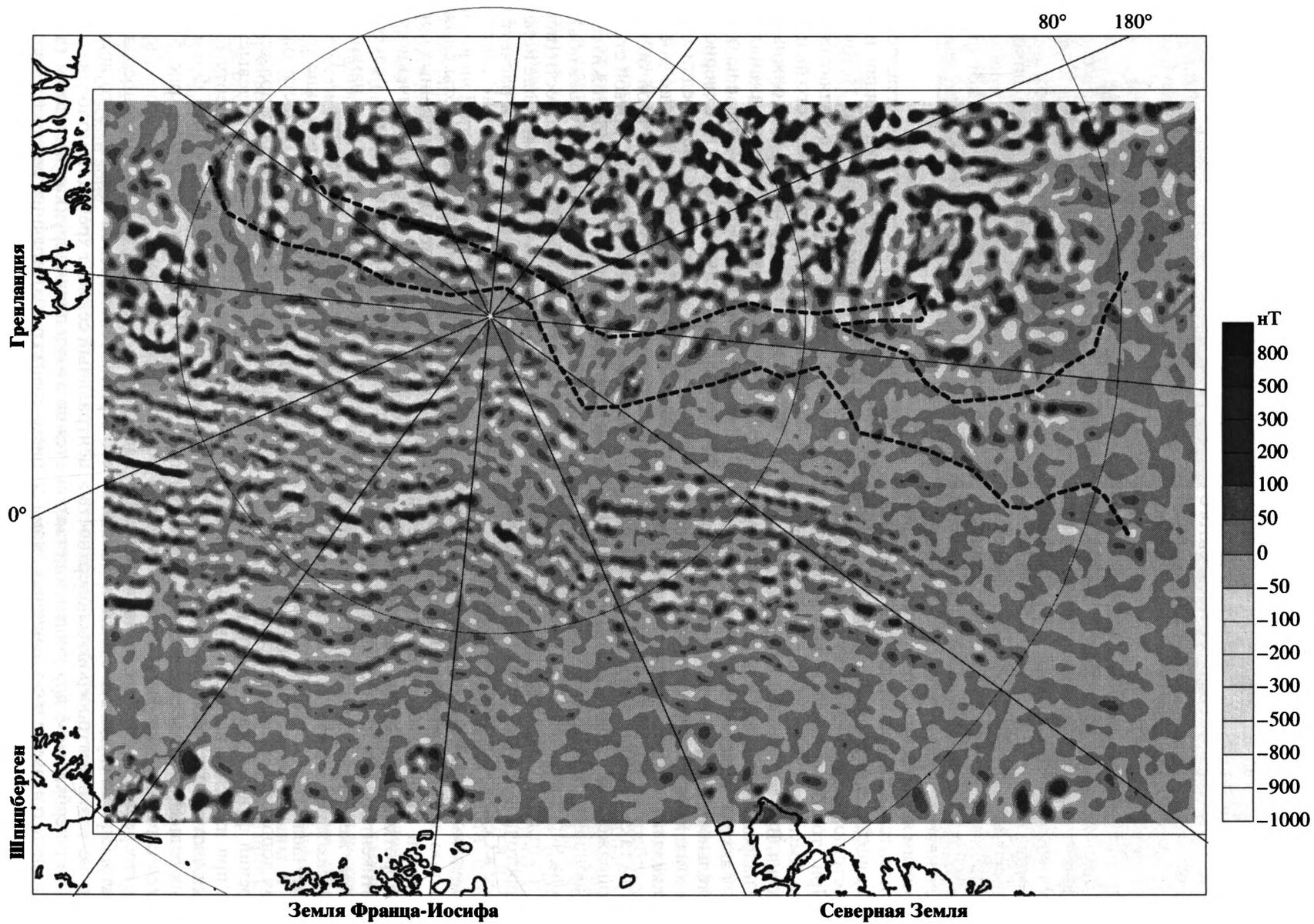


Рис. 4. Карта магнитных аномалий с периодом $T < 40$ км Евразийской части Северного Ледовитого океана. Пунктир – контур хребта Ломоносова

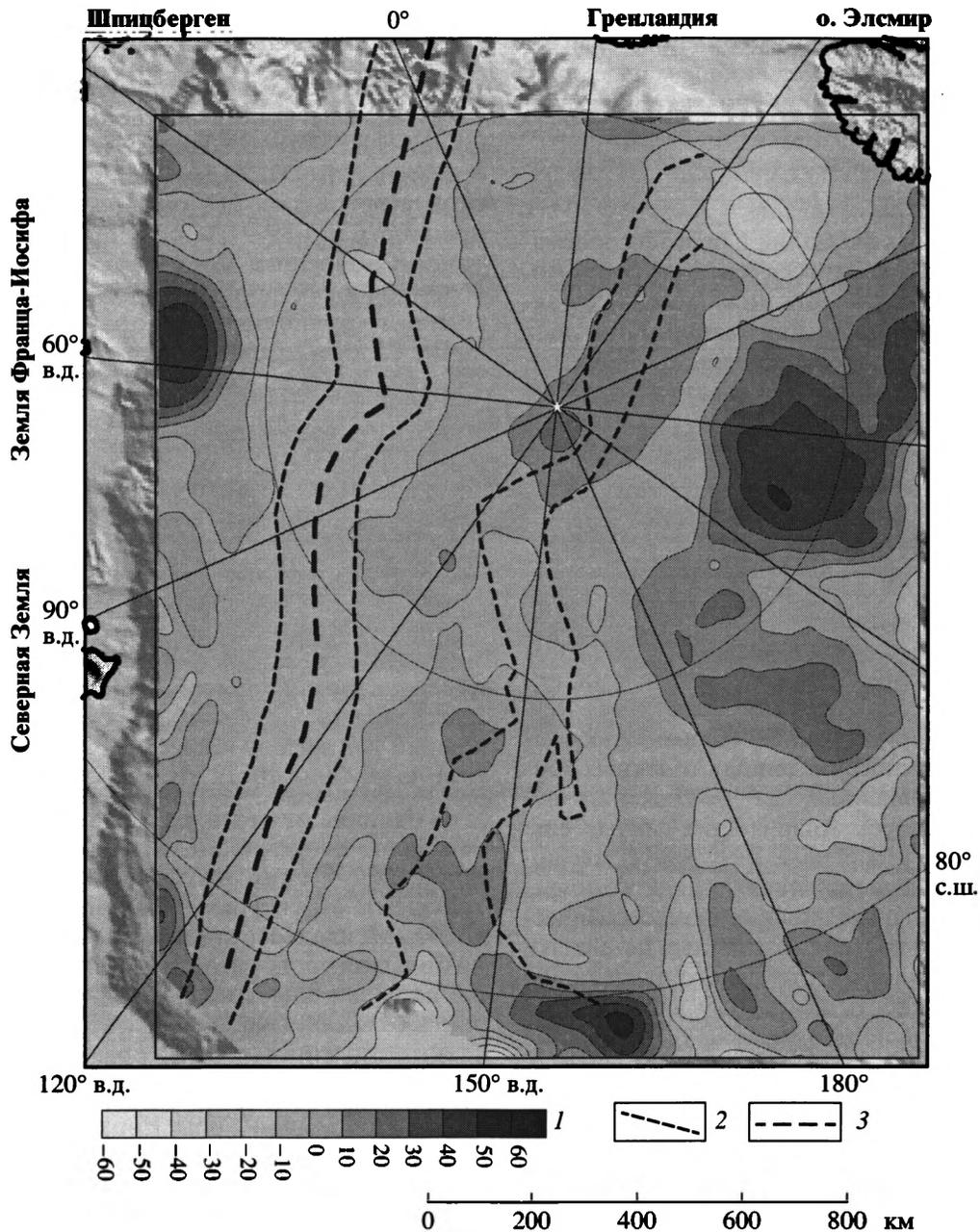


Рис. 5. Схематическая карта коэффициента корреляции между наблюдаемыми магнитными аномалиями и теоретическими аномалиями от рельефа дна. Коэффициент рассчитан в скользящем окне 250×250 км

1 — значение коэффициента, %; 2 — контуры хребтов Гаккеля и Ломоносова; 3 — положение рифтовой долины.

Наиболее уверенная бесспорная положительная корреляция магнитных аномалий и рельефа наблюдается над хребтом Альфа. Контур значений коэффициента корреляции $\rho > 0.3$, принятый нами за уровень достоверности, охватывает весь хребет Альфа, а большая его часть попадает в контур, где $\rho > 0.5$ — весьма высокое значение, если учесть все факторы, вносящие осложнения в изучение взаимосвязи и снижающие, в конечном счете, вычисленный коэффициент. Вычисление

эффективной намагниченности форм рельефа дает среднюю величину 8 А/м. Это значение намагниченности слишком велико для океанических базальтов, для которых характерен диапазон значений 2–5 А/м (за исключением молодых плиocen — четвертичных базальтов). С другой стороны, это значение прямо совпадает с величиной намагниченности раннемеловых базальтовых покровов Земли Франца-Иосифа, остаточная намагниченность которых изменяется в пределах

7.1–9.2 А/м, а индуктивная добавляет к этой величине 0.5–0.8 А/м [15]. Столь высокие значения остаточной намагниченности вообще характерны для траптовых толщ мелового возраста, в то время как с удревнением возраста базальтов траптовых провинций величина их остаточной намагниченности падает.

Связь магнитных аномалий и рельефа просматривается и над краевыми сегментами хребта Ломоносова. Сегменты хребта Ломоносова, характеризующиеся наличием корреляции магнитных аномалий и рельефа, имеют среднюю эффективную намагниченность форм рельефа в диапазоне 2–4 А/м. Такие значения намагниченности свойственны толщам складчатого или кристаллического фундамента, в состав которых входят магматические и метаморфические породы основного состава.

Сейсмические данные о строении осадочного чехла, фундамента и глубинных границах в земной коре региона весьма скудны. Профили ГСЗ, выполненные российскими исследователями, показаны на рис. 1. В последние годы проведено также обобщение и сведение в единый банк данных результатов многочисленных точечных зондирований, выполненных на протяжении нескольких десятилетий. Анализ этих данных еще продолжается, но уже первые результаты, касающиеся ареалов распространения осадочного чехла, сложенного различным количеством сейсмических горизонтов, и ареалов, различных по пластовым скоростям типов акустического фундамента [7], дают возможность по-новому взглянуть на геологическую эволюцию региона.

Прежде всего, сейсмическими данными подтверждается существование границы разнородного фундамента в котловине Нансена. В области, прилегающей к хребту Гаккеля, наблюдается разрез с 5–6 горизонтами осадочных пород, причем наблюдаемая картина волновых полей в целом схожа с картиной периферийных площадей западной части Евразийской котловины [6]. Прилегающая к шельфу часть котловины Нансена характеризуется совсем другим строением осадочного чехла, состоящего из 4 горизонтов, и по совокупности сейсмических параметров – более древним фундаментом. В центральной части котловины Амундсена (восточнее 90° в.д.) число осадочных слоев увеличивается как в направлении хребта Ломоносова, так и к хребту Гаккеля. В то же время к западу от 90° в.д. в котловине Амундсена при приближении к хребту Гаккеля наблюдается постепенное уменьшение числа слоев осадочных пород до 1–2 – картина, соответствующая гипотезе непрерывного спрединга с осью на хребте.

ДАННЫЕ ГСЗ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Российские исследования методом ГСЗ в исследуемом регионе выполнены вдоль трех профилей, положение которых показано на рис. 1: профиль СЛО-92, пересекающий прилаптевоморский участок хребта Ломоносова; протяженный профиль СЛО-89-91, прошедший от шельфа Восточно-Сибирского моря через котловины Подводников и Макарова к отрогам хребта Ломоносова в его приполюсной части, и профиль Арктика-2000, пересекающий хребет Менделеева.

Профиль СЛО-92 показал, что строение земной коры Прилаптевоморского блока хребта Ломоносова близко к типичной картине континентальной земной коры шельфовых областей. Общая мощность коры достигает 28–29 км, мощность гранито-метаморфического слоя возрастает от примерно 5 км на западе до 10 км на восточном фланге хребта Ломоносова. Пересеченный участок котловины Амундсена обладает типично океанической земной корой, мощность консолидированной коры составляет здесь 6–7 км. В котловине Подводников зафиксирован переходный тип земной коры, подошва которой залегает на глубине 20–22 км.

В отличие от этого, на профиле Арктика-2000 отмечены особенности, нечасто встречающиеся при сейсмических наблюдениях над континентальными структурами. Подошва земной коры хребта Менделеева залегает на глубине 30–32 км, но большая часть разреза консолидированной коры сложена высокоскоростными толщами, скорость сейсмических волн в которых свойственна базитовому слою земной коры [8].

Для выполненного нами плотностного моделирования земной коры Евразийской части Северного Ледовитого океана особое значение имели результаты ГСЗ по протяженному профилю СЛО-89-91, на который как бы опирались наши расчетные модели. Интерпретация геофизических данных по данному трансекту неоднократно проводилась и публиковалась [1, 14, 16]. На протяжении всего участка профиля, проходящего по котловине Подводников, земная кора по своим параметрам принадлежит к некоторому переходному типу. Общая мощность коры находится в пределах 15–19 км. Верхний слой консолидированной коры мощностью в 3–5 км с равным основанием может быть отнесен к образованиям гранито-метаморфического фундамента, либо к слою 2 океанической земной коры (подобранная плотность в пределах 2.70–2.72 г/см³). Отрезок профиля, проходящий над отрогами хребта Менделеева, фиксирует образования, аналогичные по плотности типичной “верхней” континентальной

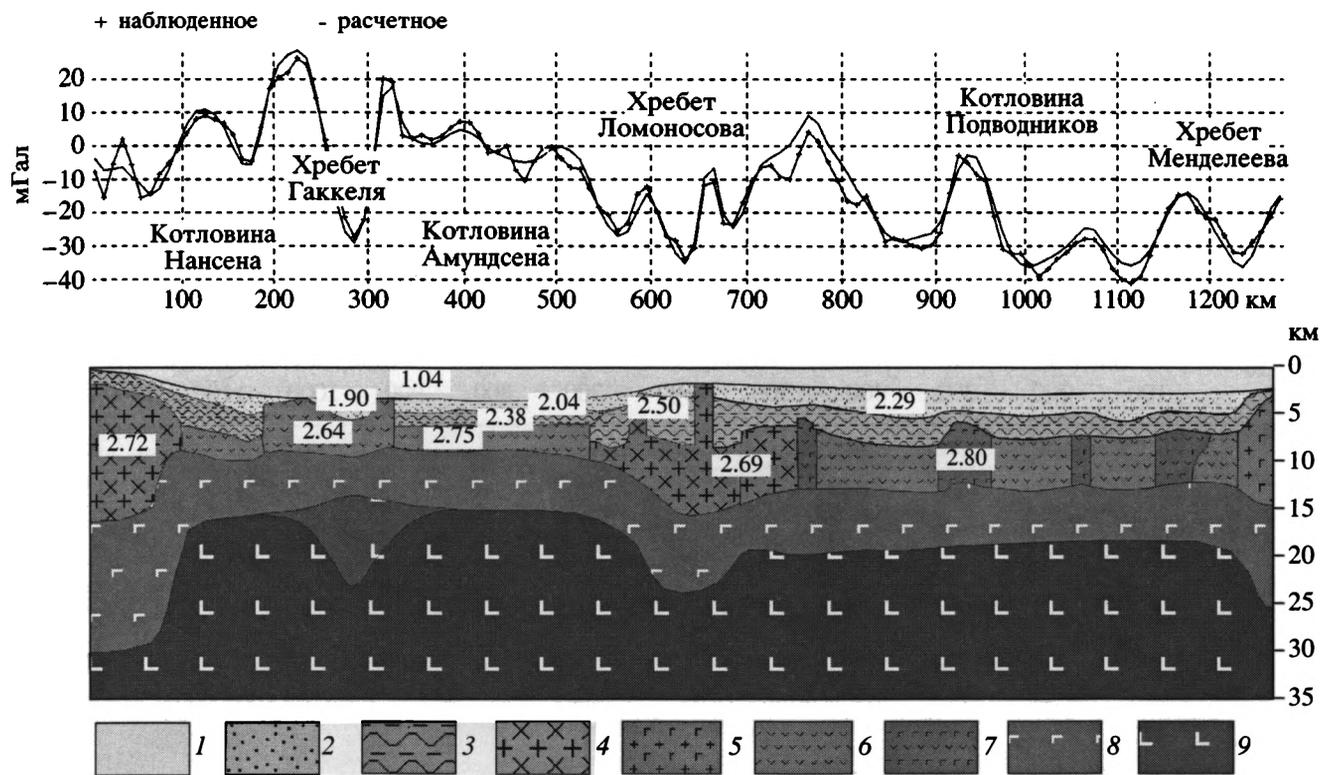


Рис. 6. Плотностная модель земной коры (положение разреза – см. рис. 1). Разрез по профилю Таймырский шельф – хр. Менделеева

1 – морская вода; 2 – слабо литифицированные осадочные толщи; 3 – литифицированные осадочные толщи; 4 – фундамент гранодиоритового состава; 5 – фундамент, представленный чередованием толщ различного состава; 6 – фундамент базальтового состава; 7 – толщи фундамента, содержащие тела базитов; 8 – “нижний” слой земной коры; 9 – мантия

коре, однако нижний “базальтовый” слой земной коры на этом участке редуцирован. Котловина Макарова по данным плотностного моделирования представляется типично океаническим образованием с общей мощностью консолидированной земной коры порядка 8 км. В конце профиля зафиксирован переход к континентальной земной коре хребта Ломоносова.

Построение модельных разрезов (см. рис. 6–9) произведено с использованием программы решения обратной задачи гравirazведки на основе сеточной аппроксимации. Программа позволяет производить подбор плотностей тел в заданных пределах изменений, при закрепленной геометрии разреза и всего нижнего полупространства.

Представленный на рис. 6 разрез проходит по профилю от Таймырского шельфа до хр. Менделеева и опирается на сейсмические данные только при пересечении геотрансекта СЛО-89-91 и вблизи сибирского окончания хр. Ломоносова (профиль СЛО-92). Континентальная земная кора Таймырского шельфа сменяется на профиле океанической корой Евразийского бассейна, в ко-

торой особым блоком по положительным аномалиям силы тяжести выделяются образования хребта Гаккеля. Хребет Ломоносова, так же, как и хребет Менделеева, имеет характеристику континентальной земной коры пониженной мощности. В консолидированной земной коре котловины Подводников положительными гравитационными и магнитными аномалиями фиксируются зоны, в которых “верхняя” кора, по-видимому, обогащена внедренными в нее телами основных магматических пород.

На рис. 7 показан разрез по профилю от шельфа Северной Земли до хребта Менделеева. Профиль также опирается на сейсмические данные при пересечении геотрансекта СЛО-89-91, данные ГСЗ по профилю через хребет Ломоносова СЛО-92 и данные о мощности и строении осадочного чехла, содержащиеся в ряде обобщающих работ. Континентальная земная кора Северо-Земельского шельфа сменяется на профиле океанической корой Евразийского бассейна, в которой также особым блоком выделяются образования хребта Гаккеля. Мощность осадочного чехла при этом убывает от 3–4 км на континентальном бор-

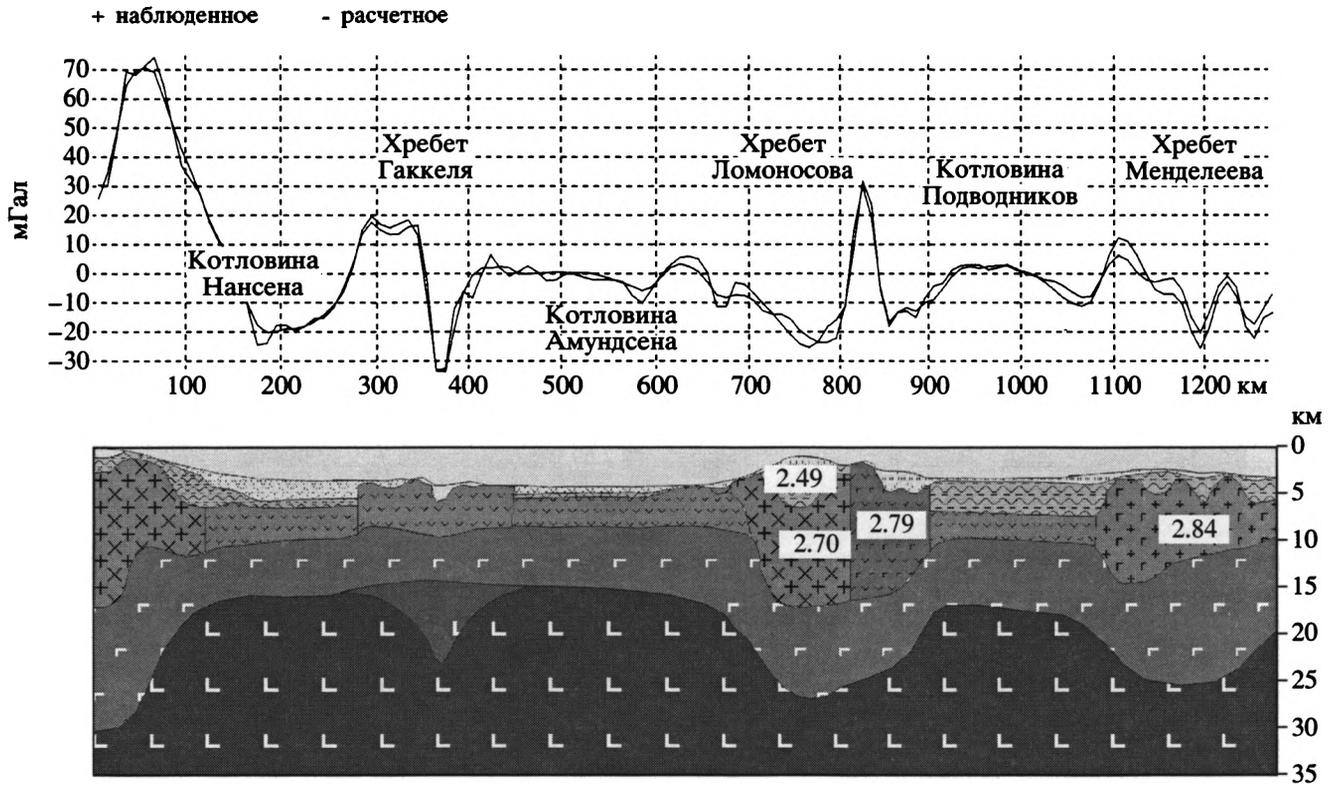


Рис. 7. Плотностная модель земной коры. Разрез по профилю шельф Северной Земли – хр. Менделеева
Условные обозначения см. на рис. 6

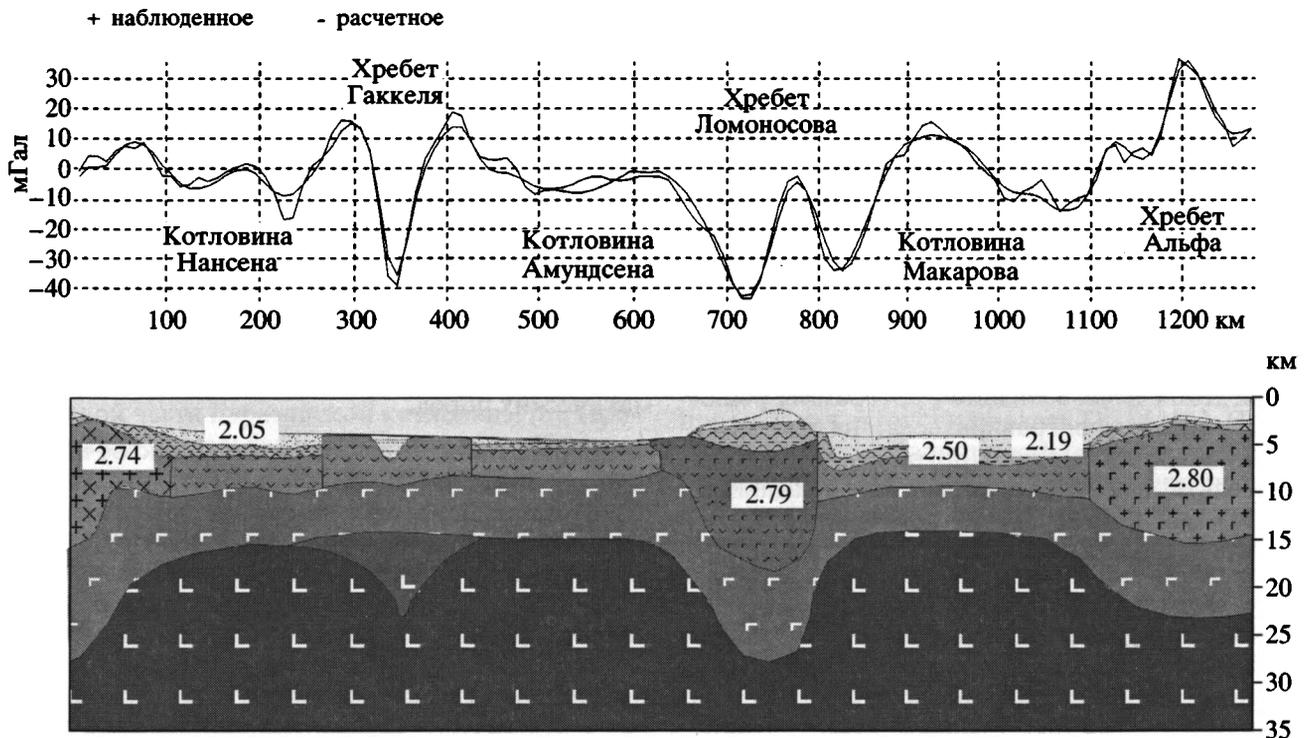


Рис. 8. Плотностная модель земной коры. Разрез по профилю шельф Карского моря – хр. Альфа
Условные обозначения см. на рис. 6

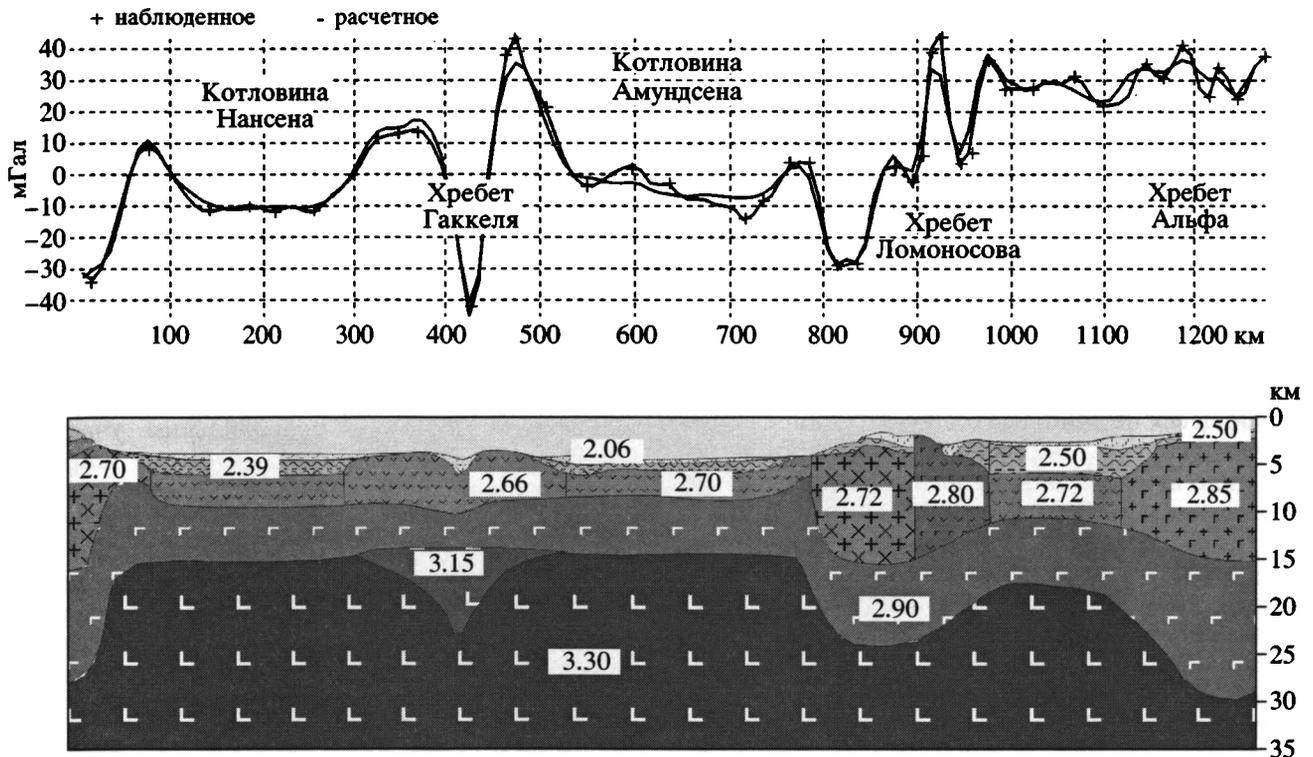


Рис. 9. Плотностная модель земной коры. Разрез по профилю шельф Баренцева моря – хр. Альфа
Условные обозначения см. на рис. 6

ту котловины Нансена до 0–1.5 км в зоне перехода от котловины Амундсена к хребту Ломоносова. Хребет Ломоносова, так же, как и хребет Менделеева в конце профиля, имеет характеристику континентальной земной коры пониженной мощности, глубина поверхности М – 25–27 км. В земной коре хребта Ломоносова положительными гравитационными аномалиями фиксируется область (ПК 810–900), в которой “верхняя” кора, по-видимому, обогащена внедренными магматическими породами основного состава.

Показанный на рис. 8 разрез по профилю, протягивающемся от шельфа Карского моря до хребта Альфа, опирается на сейсмические данные геотрансекта СЛО-89-91, на данные сейсмических исследований, выполненных при пересечении хребта Ломоносова и хребта Альфа в исследовательских рейсах судна “Полярштерн” в 1995 и 1998 годах, а также на данные о мощности и строении осадочного чехла, содержащиеся в обобщающих работах. Континентальная земная кора шельфа северной части Карского моря сменяется на профиле океанической корой Евразийского бассейна с отдельным блоком пород, слагающих хребет Гаккеля. Мощность осадочного чехла убывает от 3 км вблизи континентального борта котловины Нансена до 0.5–0 км в зоне пе-

рехода от котловины Амундсена к хребту Ломоносова. Хребет Ломоносова, так же, как отроги хребта Менделеева и хребет Альфа в конце профиля, характеризуются континентальным типом земной коры пониженной мощности, глубина поверхности М – 22–28 км. Земная кора хребта Ломоносова на участке пересечения ее профилем характеризуется повышенной плотностью “верхней” коры, что, по-видимому, связано с обогащением ее магматическими породами основного состава.

Разрез по профилю, проходящему от шельфа Баренцева моря до хребта Альфа (рис. 9), опирается на сейсмические данные профиля, выполненного Полярной морской геологоразведочной экспедицией методом преломленных волн в 1986 году на шельфе Баренцева моря и на континентальном склоне в бортовой части котловины Нансена, на данные сейсмических исследований “Полярштерн” в приполюсной области в 1995 году, а также на данные о мощности и строении осадочного чехла, содержащиеся в обобщающих работах. Континентальная земная кора шельфа северной части Баренцева моря сменяется на профиле океанической корой Евразийского бассейна, в которой выделяется широкая зона хребта Гаккеля. Мощность осадочного чехла в котловине Нансена составляет порядка 2 км, а в котло-

вине Амундсена – 1.5–2 км, уменьшаясь лишь в зоне перехода к хребту Ломоносова. Хребет Ломоносова, так же, как хребет Альфа в конце профиля, характеризуется континентальным типом земной коры пониженной мощности, с глубиной залегания поверхности М – 23–25 км. Земная кора хребта Ломоносова на участке пересечения ее профилем разнотипна. Удаленный от Евразийской котловины блок характеризуется повышенной плотностью “верхней” коры, в составе которой, по всей видимости, преобладают породы основного состава.

Таким образом, плотностное моделирование, опирающееся на данные ГСЗ и вбирающее в себя прочую геолого-геофизическую информацию, позволило выявить или же наглядно представить ряд кардинальных характеристик земной коры региона. В Евразийском бассейне важно, прежде всего, отметить наложенный характер хребта Гаккеля, имеющего резкие границы, а не постепенные переходы к котловинам, как это наблюдается на большей части срединно-океанических хребтов. На моделях наглядно показана разнородность хребта Ломоносова и неправомочность распространения на весь хребет характеристик, измеренных или рассчитанных при единичных пересечениях хребта. Фундамент котловины Подводников предстает сложнопостроенным, включающим в себя толщи повышенной плотности, представленные, по-видимому, породами основного состава. Наконец, земная кора хребтов Менделеева и Альфа имеет повышенную плотность, что совпадает с данными сейсмических исследований о высоких скоростях продольных волн верхней части разреза консолидированной коры.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФУНДАМЕНТА

По результатам анализа характеристик потенциальных полей и по данным моделирования земной коры составлена схема районирования фундамента Евразийской части Северного Ледовитого океана, представленная на рис. 10.

В Евразийском бассейне симметрично относительно современной оси разрастания очерчивается фундамент сравнительно узкого блока хребта Гаккеля. В западной части Евразийского бассейна ширина хребта составляет 200 км, в центральной – 160 км, при подходе к континентальному склону моря Лаптевых хребет сужается до 100 км и менее. Возраст базальтового фундамента на флангах хребта Гаккеля, скорее всего, соответствует хрону 5 аномалии, т.е. не более 10–12 млн. лет. В таком случае средняя скорость разрастания океанической коры в бассейне находилась в этот период в диапазоне 1–2 см/год.

История разрастания дна остальных участков Евразийского бассейна отнюдь не выглядит столь же простой. Океаническое дно в проливе Фрам (за пределами хребта Гаккеля), исходя из современных представлений об эволюции этого региона, должно было разрастаться в эоцен-миоценовое время, в промежутке 40–10 млн. лет. Однако отсутствие четкой симметрии аномалий, следы в магнитных аномалиях перескоков оси спрединга, небольшая ширина глубоководного дна пролива – все это заставляет предполагать возможные перерывы разрастания.

Далее на восток, между Баренцевоморским шельфом и Канадско-Гренландским участком хр. Ломоносова, располагаются самые широкие участки котловин Нансена и Амундсена, ширина которых составляет 260 и 350 км. Рисунок полосовых аномалий в этой части Евразийского бассейна наиболее четкий, распределение глубин дна океана ближе всего к симметричному, и разрастание дна котловин Нансена и Амундсена, возможно, проходило здесь относительно постоянно на протяжении всего третичного периода.

Участок Евразийского бассейна, протягивающийся от Северного полюса к Карскому шельфу, характеризуется картиной аномалий, свойственной зонам сдвиговых (а возможно, и поперечных раздвиговых) деформаций. Возросшая относительная ширина котловины Амундсена, а также характер гравитационных аномалий в этой зоне свидетельствуют о том, что домиоценовая ось разрастания находилась, вероятно, в современной котловине Амундсена, а резкий изгиб рифтовой зоны хребта Гаккеля явился результатом перескока и изменения направления оси разрастания. Этому предположению удовлетворяет совокупность всех магнитометрических, гравиметрических и батиметрических данных об асимметрии Евразийского бассейна, прослеживаемой и далее на восток, – данных, подкрепленных результатами анализа материалов точечных сейсмических зондирований.

Сегодня нельзя определенно говорить о строении и времени формирования океанического фундамента в пришельфовой части котловины Нансена. Ясно лишь, что этот фундамент был сформирован в дотретичное время. То же самое можно сказать и о фундаменте котловин Нансена и Амундсена вблизи Лаптевского континентального склона, с той лишь разницей, что в этой части котловины Амундсена наблюдаются структуры, обязанные своим происхождением палеоспредингу. В то же время нет оснований не согласиться с заключением Хинца и др. [18] о том, что новая кора, начиная с олигоцена, формировалась частично в Хатангско-Ломоносовской зоне,

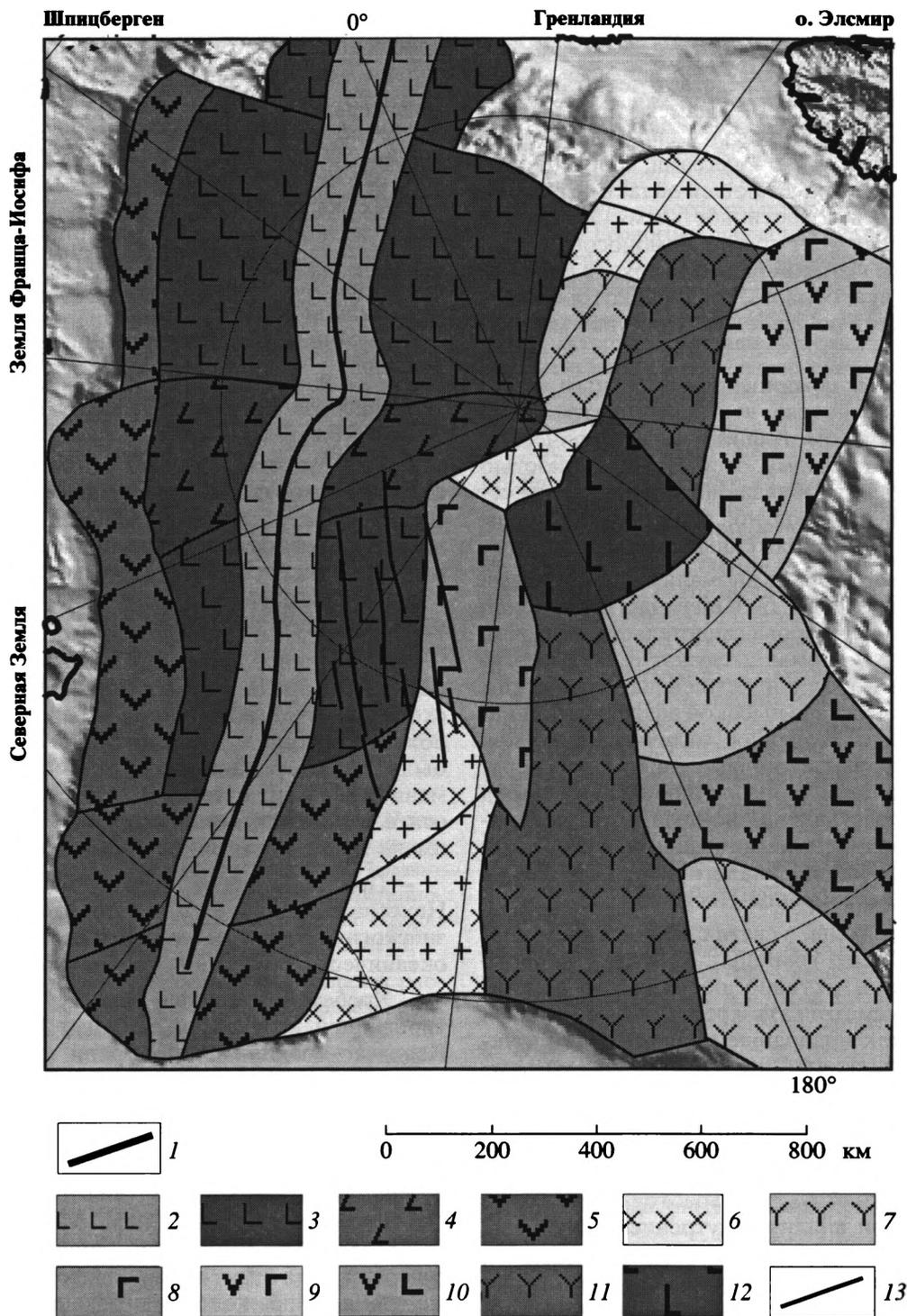


Рис. 10. Схема районирования фундамента Евразийской части Северного Ледовитого океана

1 – рифтовая долина хр. Гаккеля; 2 – миоцен-плиоценовый спрединговый базальтовый фундамент хр. Гаккеля; 3 – базальтовый фундамент котловин спредингового происхождения, предположительно палеоцен-олигоценного возраста; 4 – то же, в зонах сдвиговых деформаций; 5 – фундамент неясного состава и происхождения допалеогенового возраста; 6 – фундамент хр. Ломоносова гранодиоритового состава; 7 – ареалы утоненного гранит-метаморфического слоя земной коры, подстилаемого мощным базитовым слоем (хр. Менделеева, Ломоносова); 8 – фундамент преимущественно базитового состава – хр. Ломоносова; 9 – область развития предположительно мелового траппового магматизма на хр. Альфа; 10 – район хр. Менделеева, характеризующийся утоненной корой и базитовым фундаментом; 11 – фундамент котловин многостадийного происхождения; 12 – базальтовый фундамент котловины Макарова; 13 – градиентные зоны в котловине Амундсена, согласные с простираанием оси палеоспрединга

являющейся юго-восточной границей Евразийского бассейна.

Хребет Ломоносова предстает четко сегментированной структурой. Фундамент прилаптевоморской части формировался, по-видимому, в тесной взаимосвязи с процессами, формировавшими фундамент прилегающей области Евразийского бассейна в дотретичное время. Канадско-Гренландский сегмент хребта Ломоносова включает область, в которой развита верхняя кора базитового состава, область, границы которой четко очерчиваются по усиленному рисунку магнитных аномалий.

В то же время совершенно инородным телом на хребте Ломоносова выглядит центральный сегмент, в котором гранито-метаморфический слой коры, по-видимому, отсутствует полностью и в котором два преобладающих направления секущих структур, вероятно, параллельны зонам палеоспрединга и сопряженным зонам сжатия.

Характер магнитных аномалий над хребтами Альфа и Менделеева, большей части котловин Подводников и Макарова свидетельствует о том, что источниками аномалий служат тела базит-гипербазитовых пород с присущей магматическим породам этого состава высокой эффективной намагниченностью. Коренное отличие хр. Альфа от хр. Менделеева заключается в том, что верхняя часть разреза консолидированных пород хр. Альфа представлена, по-видимому, сравнительно однородно намагниченными базальтами трапповой формации, аналогично развитым на архипелаге Земля Франца-Иосифа.

В последние годы, в связи с обсуждением проблемы внешней границы континентального шельфа России, активно обсуждается вопрос, можно ли рассматривать хребты Ломоносова и Менделеева как подводные продолжения структур континентального шельфа, что весьма важно, в свете формулировок Конвенции ООН по морскому праву. В зоне сочленения этих хребтов с шельфом не наблюдается резких перепадов глубин и изменений характера рельефа дна, т.е. геоморфологически структуры хребтов не отделены от шельфа. При анализе внутренней структуры земной коры этих хребтов и при попытках воссоздать историю их формирования вырисовываются черты общей с прилегающим шельфом геотектонической истории. Вопрос о том, считать ли земную кору хребтов Ломоносова и Менделеева континентальной, не стоит. И по мощности, и по строению земная кора этих хребтов, безусловно, принадлежит к континентальному типу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В заключение хотелось бы отметить, что окончательное решение или, по крайней мере, су-

щественное продвижение в решении спорных вопросов эволюции Евразийского бассейна и Центрально-Арктических хребтов может быть достигнуто только после выполнения новых геолого-геофизических съемочных работ и бурения в глубоководной области Северного Ледовитого океана хотя бы небольшого числа картировочных скважин. В то же время анализ уже имеющихся геофизических материалов позволяет поставить под сомнение многие сложившиеся представления и предложить новые варианты согласованной интерпретации данных, что может быть важно при проектировании будущих исследований.

Основные выводы из проделанной работы сводятся к следующему:

– В Евразийском бассейне ось спрединга занимает современное положение не более 10–12 млн. лет. За это время сформировалась структура хр. Гаккеля, ширина которого изменяется от 200 км в западной части бассейна до 160 км – в центральной и менее 100 км – вблизи континентального склона и шельфа моря Лаптевых.

– В третичное время, возможно, вплоть до миоцена, ось спрединга в восточной части Евразийского бассейна (восточнее 75° в.д.) занимала положение в современной котловине Амундсена и была ориентирована под острым углом к современной оси разрастания. Возможно, что перескок оси и изменение ориентировки оси разрастания имели место в третичное время неоднократно.

– Прилегающая к шельфу часть котловины Нансена и прилаптевоморская часть всего Евразийского бассейна были частями глубоководного океанического бассейна уже в меловой период.

– Хребет Ломоносова является четко сегментированной структурой. Вблизи Евразийской и Канадско-Гренландской окраин он сложен земной корой с мощным гранито-метаморфическим слоем. Центральный сегмент хр. Ломоносова отличается не только ориентировкой рельефа и структур фундамента, но и тем, что “верхняя” кора сложена породами базитового состава.

– Система хребтов Альфа–Менделеева представляется мегаструктурой, фундаментом которой содержит тела базит-гипербазитовых пород. В то же время разрез консолидированных толщ хребта Альфа в верхней своей части включает, по-видимому, трапповые толщи, аналогичные по магнитным свойствам трапповым толщам Земли Франца-Иосифа. В пределах хребта Менделеева признаки траппового магматизма в геофизических полях отсутствуют.

В заключение статьи автор приносит благодарность своим коллегам Л.А. Дараган-Суцовой и В.Ю. Глебовскому за плодотворное обсуждение затронутых в статье проблем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Верба М.Л.* Эмерджентный переход океанической коры в континентальную в Северном Ледовитом океане // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. Вып. 1. С. 172–182.
2. *Верба В.В., Петрова А.А.* Сравнительная характеристика аномальных магнитных полей Американо-евразийского суббассейна и древних щитов Евразии и Северной Америки // Структура и история развития Северного Ледовитого океана. Л.: Севморгеология, 1986. С. 80–86.
3. *Волк В.Э., Верба В.В., Раевский С.С., Харитонова Л.Я.* Исследования магнитоактивной коры Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. Вып. 1. С. 21–37.
4. *Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Каминский В.Д., Мащенко С.П.* Цифровые базы данных и карты потенциальных полей Северного Ледовитого океана // Российская Арктика: Геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 134–141.
5. *Гуревич Н.И., Мащенко С.П.* Типы коры геоструктур глубоководного арктического бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 9–32.
6. *Дараган-Суцов Ю.И., Дараган-Суцова Л.А., Поселов В.А.* К вопросу о стратиграфии осадочного чехла Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 103–113.
7. *Дараган-Суцова Л.А., Поселов В.А.* Анализ распределения пластовых скоростей в разрезах Евразийского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 31–39.
8. *Заманский Ю.Я., Иванова Н.Н., Лангинен А.Е., Сорокин М.Ю.* Сейсмические исследования в экспедиции “Арктика-2000” // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 31–24.
9. *Зоненштайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1, 327 с.; Кн. 2, 336 с.
10. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: Изд-во НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 8–19.
11. *Карасик А.М., Устрицкий В.И., Храмов А.Н.* История формирования Северного Ледовитого океана. Геология Арктики. Докл. 27 МГК. Т. 4. М., 1984. С. 151–159.
12. *Киселев Ю.Г.* Глубинная геология Арктического бассейна. М.: Недра, 1986. 224 с.
13. *Литинский В.А.* О влиянии неотектоники и современных движений на гравитационное поле шельфа // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 7. Л.: НИИГА, 1972. С. 18–34.
14. *Павленкин А.Д., Поселов В.А., Буценко В.В.* Структура литосферы по геотраверсам ГСЗ в Арктике // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. Часть 2. С. 145–155.
15. *Пискарев А.Л., Ковалева Г.А.* Петрофизические характеристики трапповой толщи острова Земли Александры // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1975. Вып. 10. С. 52–56.
16. *Arctic Ridges: Results and Planning // Workshop Report. AWI. Germany: Kiel, 1994. P. 51.*
17. *Forsyth D.A., Asudeh I., Green A.G., Jackson H.R.* Crustal structure of the northern Alpha Ridge beneath the Arctic Ocean // *Nature*. 1986. Vol. 322. P. 349–352.
18. *Hinz K., Block V., Delisle G. et al.* Deformation of continental lithosphere on the Laptev Sea shelf, Russian Arctic // *Abstracts. III International conference on Arctic margins (ICAM III)*. Germany: Celle, 1998. P. 85.
19. *Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen Th., Schoene T.* New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // *Geophys. J. Int.* 1995. Vol. 122. P. 378–392.
20. *Kristoffersen Y.* The Eurasia Basin: an update from a decade of geoscientific research // *Polarforschung*. 2000. Vol. 68. P. 11–18.
21. *Lane L.S.* Canada basin, Arctic Ocean: Evidence against a rotational origin // *Tectonics*. 1997. Vol. 16. № 3. P. 363–387.
22. *Lawver L.A., Scotese C.R.* A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin // *The Arctic Ocean Region / Ed. A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney // The Geology of North America*. 1990. Vol. L. P. 593–618.
23. *Maschenkov S.P., Brozena J.M., Kovacs L.C., Glebovskiy V.Yu., Zayonchek A.V., Childers V.A., Daniel E.D.* New Compilation of Potential Field and Bathymetry Maps on the Basis of Joint Digital Processing of US and RF Data Set in the High Seas Arctic // *Spring Meeting of the American Geophysical Union*. Boston MA. June 1–4. 1999.
24. *Roeser H.A., Hinz K., Piskarev A.L., Neben S.* Seafloor spreading at the transition from the Eurasia basin to the Laptev shelf // *Abstracts. ICAM III*. Germany: Celle, 1998. P. 155.
25. *Rowley D.G., Lottes A., Ziegler A.M.* North America-Greenland-Eurasia relative motions; Implications for circum-Arctic tectonic reconstructions (abs) // *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 1985. Vol. 69. P. 303.
26. *Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin. 2 // *Journal of Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. № B7. P. 6323–6333.

27. *Tessensohn F., Roland N.W.* ICAM III. Third International Conference on Arctic Margins – preface // *Polarforschung*. 2000. Vol. 68. P. 1–9.
28. *Van Wagoner N.A., Williamson M.C., Robinson P.T., Gibson I.L.* First samples of Acoustic Basement Recovered from the Alpha Ridge, Arctic Ocean: New Constraints for the Origin of the Ridge / Eds. Johnson G.L., Kaminum // *Polar Geophysics. J. of Geodynamics*. 1986. Vol. 6. № 1–4. P. 117–136.
29. *Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *Journal of Geoph. Res.* 1979. Vol. 84. № B3. P. 1071–1089.
30. *Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L.* The Canada Basin: aeromagnetic constraints on structure and evolution // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 89. P. 295–336.

Рецензенты: Е.Е. Милановский, Ю.Н. Авсюк

The Basement Structure of the Eurasia Basin and Central Ridges in the Arctic Ocean

A. L. Piskarev

*Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences,
Staromonetnyi per. 22, Moscow, 119180 Russia*

Abstract—The study area in the Arctic Ocean comprises the Eurasia Basin, Lomonosov Ridge, Podvodnikov and Makarov basins adjacent to the Amerasia Basin, and a system of the Alpha and Mendeleev ridges. It is widely accepted that the slow spreading, the axis of which corresponded to the Gakkel Ridge, was responsible for the formation of the Eurasia Basin during the entire Cenozoic. Thereby the Lomonosov Ridge is considered to be a fragment of the past Barents–Kara continental margin separated from it at the Late Cretaceous–Cenozoic boundary. However, numerous geophysical and bathymetric data come into direct conflict with this concept. Asymmetry in depth distribution, asymmetrical magnetic and gravity anomalies in the eastern part of the Eurasia Basin, and spatial distribution of a number of seismic units and their thickness—all this testifies to a more complex geological history of the region. The analysis of geophysical and bathymetric information is aimed at the reconstruction of the consecutive processes that resulted in the present-day structure of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge. The study included the amplitude–frequency analysis of potential field anomalies with application of two-dimensional Fourier spectra, correlation of magnetic anomalies and bottom topography, model calculations along profiles transecting the deep-sea structures. As a result, it has been established that the Eurasia Basin segment located east of 75° E was formed in the pre-Miocene time owing to the spreading with the axis localized substantially closer to the Lomonosov Ridge than the present-day Gakkel Ridge. The Gakkel Ridge, 160–200 km wide, is a structure superimposed on the pre-Miocene basement after a jump of spreading axis. The normal continental crust underlies the Lomonosov Ridge near the Eurasian continental margin, whereas the basement of the central ridge segment is mainly composed of basic igneous rocks. The basement beneath the Alpha–Mendeleev ridge system incorporates bodies of mafic and ultramafic rocks. The upper part of the Alpha Ridge section probably contains flood-basalt members similar in their magnetic properties to flood basalts of the Franz Josef Land.

УДК 551.24/551.21(519+520)

КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ РАСТЯЖЕНИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ОБРАМЛЕНИИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2004 г. Н. И. Филатова

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

Поступила в редакцию 02.12.2003 г.

Синтез результатов наземного изучения кайнозойских зон растяжения в пределах Кореи, петрологических исследований, а также данных сейсмопрофилирования и глубоководного бурения позволил установить генетическую общность структур окраинноконтинентального растяжения и смежного Японского моря и их принадлежность к бассейнам типа пулл-апарт. Корреляция образований Японского моря и обрамляющих структур окраинноконтинентального рифтогенеза выявила синхронность их развития и аналогичную тенденцию динамики: постепенное нарастание (начиная с позднего эоцена) режима растяжения, сменившегося максимумом растяжения в раннем и начале среднего миоцена, с последующим – в конце среднего и позднем миоцене – замыканием всех этих структур и переходом к посттрабеновому (или постокраинноморскому) этапу. Установленная изменчивость состава вулканических пород различных структур растяжения помогает судить о степени интенсивности этого режима в их пределах, а кроме того, позволяет использовать эти вулканы в качестве индикаторов определенных стадий континентального рифтогенеза. Кайнозойский континентальный рифтогенез на Востоке Азии (Китайско-Корейско-Япономорский регион) был обусловлен проявлением многочисленных правосторонних сдвигов северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, в зонах которых локально возникал режим растяжения. Типовыми структурами этой геодинамической обстановки являлись бассейны пулл-апарт, различающиеся масштабом и степенью растяжения (от окраинноконтинентальных бассейнов без раздвига коры до новообразования коры океанической при спрединге в окраинном бассейне). Полученные данные свидетельствуют о пассивном характере кайнозойского рифтогенеза на Востоке Азии, т.е. об определяющей роли в этом процессе структурного фактора, который явился следствием глобальных плейт-тектонических событий.

Проблеме причин и сущности процесса кайнозойского окраинноконтинентального рифтогенеза западного обрамления Тихого океана посвящено много отечественных и зарубежных публикаций. При этом обычно противопоставляются три основные точки зрения на его механизм: связь с зоной субдукции, следствие Индо-Евразийской коллизии, результат воздействия мантийных плюмов, которые, в конечном счете, приводят к моделям пассивного или активного рифтогенеза. Подобные же взгляды развиваются применительно к примыкающим к Японскому морю зонам растяжения Китайско-Корейского региона и Дальнего Востока РФ [3, 6, 8, 14, 15, 19, 31, 41, 45 и др.]. При моделировании процессов континентального рифтогенеза и последующего спрединга Японского моря обычно рассматривается динамика Азиатской окраины в целом [31, 32 и др.] и не уделяется специального внимания конкретным структурам растяжения, обрамляющим это море. Проведенные нами в этих зонах работы показали, что они дают весомый дополнительный материал для расшифровки механизма растяжения в пределах всей области, включающей край континента и окраинный бассейн.

Авторские полевые исследования кайнозойских зон растяжения п-ова Корея, обрамляющих

Японское море, в сочетании с информацией по аналогичным зонам севера Японского микроконтинента дали возможность провести корреляцию развития этих структур со стадиями Японского окраинного бассейна и позволили судить о характере их взаимосвязей. Полученные результаты помогли ответить на ряд вопросов относительно особенностей динамики этой территории в кайнозойе, главнейшими из которых явились:

- существует ли генетическая связь структур окраинноконтинентального растяжения с Японским морем; каким образом этапы формирования последнего отражаются в смежных зонах растяжения; позволяет ли полученная информация по этим зонам уточнить модель формирования смежного моря;

- какова длительность развития структур растяжения: возникают ли они только на начальных стадиях формирования окраинного моря или сопровождают весь цикл его развития;

- ограничивается ли процесс растяжения на окраине континента коровыми уровнями, или можно выявить индикаторы активности этого процесса на мантийных глубинах.

В конечном счете ответы на сформулированные конкретные вопросы позволяют подойти к

решению общей проблемы развития в кайнозое Евразийской окраины по следующим трем основным аспектам:

структурно-тектоническое выражение континентального рифтогенеза, т.е. главные типовые структурные формы, сопровождавшие этот процесс;

динамика этого процесса и определяющие ее факторы;

причины кайнозойского континентального рифтогенеза на Востоке Азии (сменившего меловую – палеогеновую обстановку активной континентальной окраины), которые обсуждаются в контексте опубликованных нами геодинамических реконструкций [15].

Проведенные исследования основаны на синтезе результатов наземного картирования кайнозойских зон растяжения в различных частях п-ова Кореи, изучении приуроченных к ним осадочных и магматических образований, а также петрологического моделирования. В сравнительных целях использованы результаты глубоководного бурения в бассейнах Центральном, Ямато и Уллын (являющихся составляющими Японского окраинного моря), а также палеомагнитных и сейсмических работ.

ЗОНЫ ОКРАИННОКОНТИНЕНТАЛЬНОГО РАСТЯЖЕНИЯ ПО ОБРАМЛЕНИЮ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Формировавшиеся в палеогене – миоцене по обрамлению Японского моря зоны окраинноконтинентального рифтогенеза включают три крупных грабена: Кильчу-Менчхон (Северная Корея), Пхохан-Яннам (Юго-Восточная Корея) и Симане (Юго-Западная Япония). В совокупности они окаймляют котловину Японского моря соответственно с севера, запада и юга, располагаясь на континентальном его обрамлении (рис. 1). Эти грабены приурочены к двум системам разломов северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, которые в раннем кайнозое, на время заложения грабенов, играли роль правосторонних сдвигов, но впоследствии испытали трансформацию, равно как и первоначальные структуры грабенов.

Грабен Кильчу-Менчхон протягивается на расстоянии 110 км в северо-восточном направлении по северному побережью Японского моря; ширина его достигает 25 км. Его тектоническая позиция контролируется системой сближенных сдвигов северо-восточной ориентировки в сочетании со сбросами. В фундаменте грабена вскрываются нижнепротерозойские и мезозойские образования, которые слагают фундамент смежного кайнозойского горста Чхильбосан (рис. 2). В современной структуре Кильчу-Менчхон представляет односторонний грабен с общим накло-

ном толщ на юго-восток; в этом же направлении погружено дно грабена, в связи с чем наиболее опущенная часть располагается на его крайнем восточном фланге, по взбросу контактируя с горстом Чхильбосан. Благодаря многочисленным сбросам образования, выполняющие грабен, разбиты на ряд узких разновысотных блоков-клавишей северо-восточной ориентировки (см. рис. 2), слои в которых полого (5–20°) наклонены на юго-восток. Наиболее древние наземного генезиса эоцен-олигоценные породы наблюдаются на северо-западном борту грабена, а в центральной и юго-восточной его частях, где распространены наиболее полные разрезы, вскрываются миоценовые породы.

Разрез грабена Кильчу-Менчхон в целом демонстрирует полный цикл осадконакопления (см. рис. 2, врезка): от грубообломочной флорозной базальной толщи Иондон и наземных базальтоидов трещинного типа комплекса Намсок палеогена к морским отложениям серии Менчхон миоцена, завершающейся континентальными терригенными отложениями. Наиболее древняя в грабене толща Иондон включает базальные конгломераты, а также угленосные алевролиты и песчаники с флорой, характерной для конца эоцена и олигоцена [4]. Выше располагается комплекс Намсок, сложенный базальтами и андезитобазальтами, реже терригенными и пирокластическими породами. Базальтоиды образуют потоки мощностью от первых метров до первых десятков метров. Эти лавы представляют интерес как индикатор вулканизма начальной стадии континентального рифтогенеза и грабенообразования. Специфика их состава состоит в том, что несмотря на трещинный характер их излияний и генетическую связь с зонами растяжения в постсубдукционной обстановке [15], они несут признаки влияния флюидного метасоматоза (рис. 3) и принадлежат шощонитовой серии (суммарное содержание щелочей до 6 мас.% и соотношение $K_2O/Na_2O = 0.8-1.1$) [10]. Базальты обладают дифференцированным спектром распределения несовместимых элементов при высоком содержании крупноионных литофильных элементов (LILE) и дефиците высокозарядных элементов (HFSE) ($Ba/Nb = 230-280$; $Th/Ta = 6.5-12$), а также сильной отрицательной Ta-Nb аномалией, что сближает их с известково-щелочными магматическими образованиями. Эти же свойства палеогеновые базальтоиды начальной стадии грабенообразования обнаруживают и на диаграмме соотношения $Ba/La - (La/Yb)_N$, где их фигуративные точки тяготеют к субдукционной компоненте (см. рис. 3). Однако распределение редкоземельных элементов (REE) в породах комплекса Намсок слабо фракционированное ($La_N/Sm_N = 1.9-2.3$; $La_N/Yb_N = 5.2-6.3$), что отличает их от формирующихся в надсубдукционных ус-

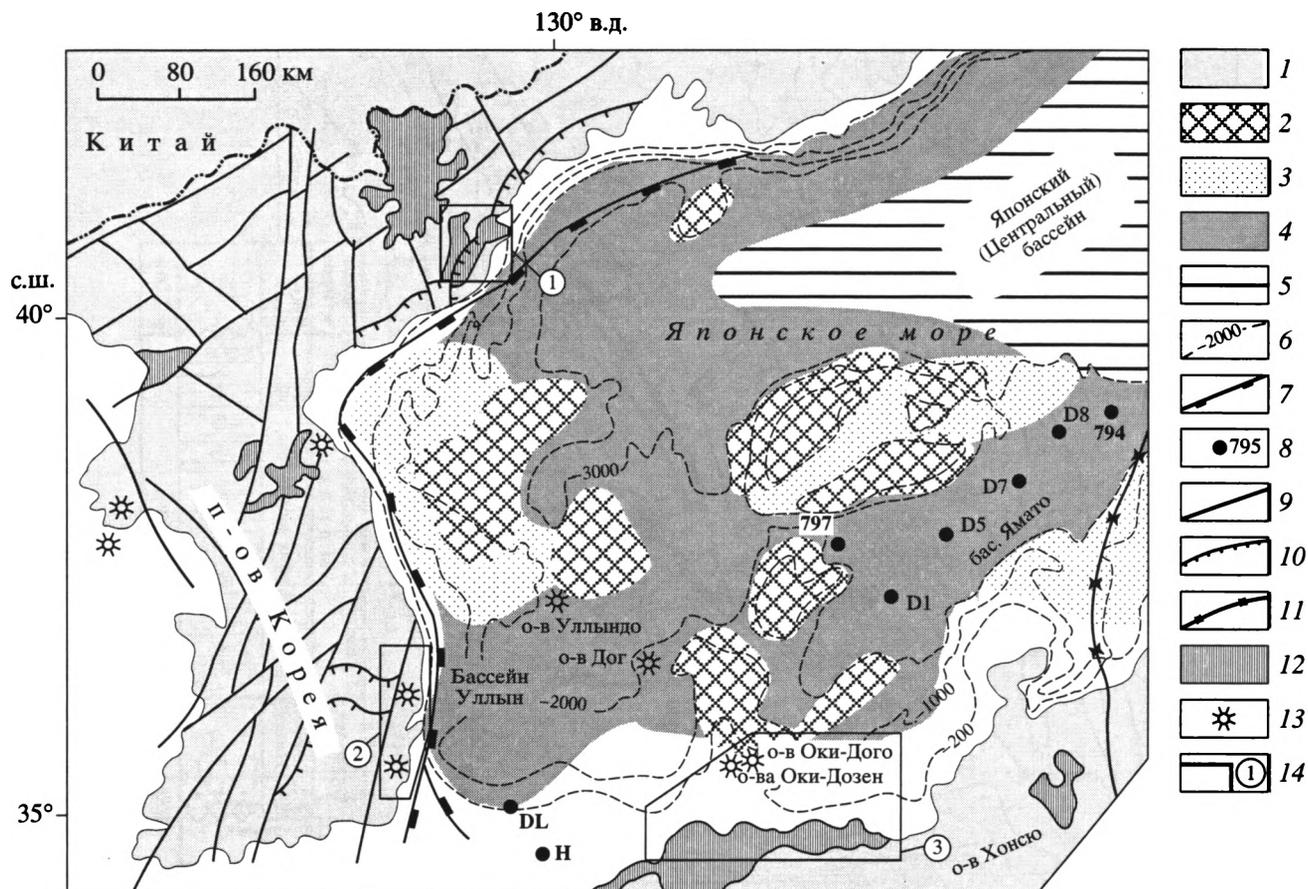


Рис. 1. Схема основных кайнозойских структур растяжения Корейско-Японского региона и ареалов сопровождающего магматизма

1 – континентальная кора Китайско-Корейской территории и Японского микроконтинента; 2–5 – кора Японского окраинного моря, по [50]; 2 – континентальная, 3 – континентальная, испытавшая деструкцию, 4 – континентальная утоненная, испытавшая рифтогенез и спрединг, с участками окраинноморской коры повышенной мощности, 5 – новообразованная окраинноморская; 6 – изобаты морского дна; 7 – гравитационная ступень, по [4 и др.]; 8 – местоположение скважин ODP (794, 797), пунктов драгировок (D1, D5, D7, D8), а также эксплуатационных скважин (DL, Н); 9 – преимущественно сдвиги; 10 – сбросы листрические; 11 – зона сжатия на востоке Японского моря, по [32 и др.]; 12, 13 – палеогеновые-голоценовые вулканогенные образования зон растяжения: 12 – ареалы, 13 – внемасштабные выходы; 14 – контуры площадей с главными зонами окраинноконтинентального растяжения: 1 – грабен Кильчу-Менчхон (см. рис. 2), 2 – зона Яннам и грабен Пхохан (см. рис. 4), 3 – грабен Симане (см. рис. 5)

ловиях шошонитах островных дуг и активных континентальных окраин.

Вулканогенный комплекс Намсок перекрыт (со следами небольшого размыва) миоценовой терригенной серией Менчхон, что определяет олигоценый верхний возрастной предел этого комплекса. Серия Менчхон начинается с континентальной флороносной песчаниково-конгломератовой толщи (см. рис. 2, врезка) мощностью 500–800 м; в составе обломков преобладают докембрийские, палеозойские и мезозойские образования, слагающие фундамент грабена и прилегающие участки. Породы нижней части этой толщи накапливались в наземной обстановке, однако в верх по разрезу они сменяются прибрежморскими песчаниками с бентосными фораминифе-

рами раннего миоцена [4]. Выше без признаков несогласия располагается толща мощных (1000–1500 м) глубоководных морских сероцветных алевролитов и аргиллитов, возраст которой по фауне пелеципод, радиолярий и фораминифер определен как среднемиоценовый [4]. Эта толща тонкообломочных пород, маркирующая максимальное погружение дна бассейна и максимум морской трансгрессии, перекрыта флороносными песчаниками и конгломератами с прослоями углей общей мощностью 200–400 м. Условно она отнесена к верхнему миоцену [4], хотя нельзя исключить ее среднемиоценовый возраст.

Смежный с юго-востока горст Чхильбосан (см. рис. 2) возник в постграбеновую стадию, в связи с чем вулканогенные породы плиоцен-чет-

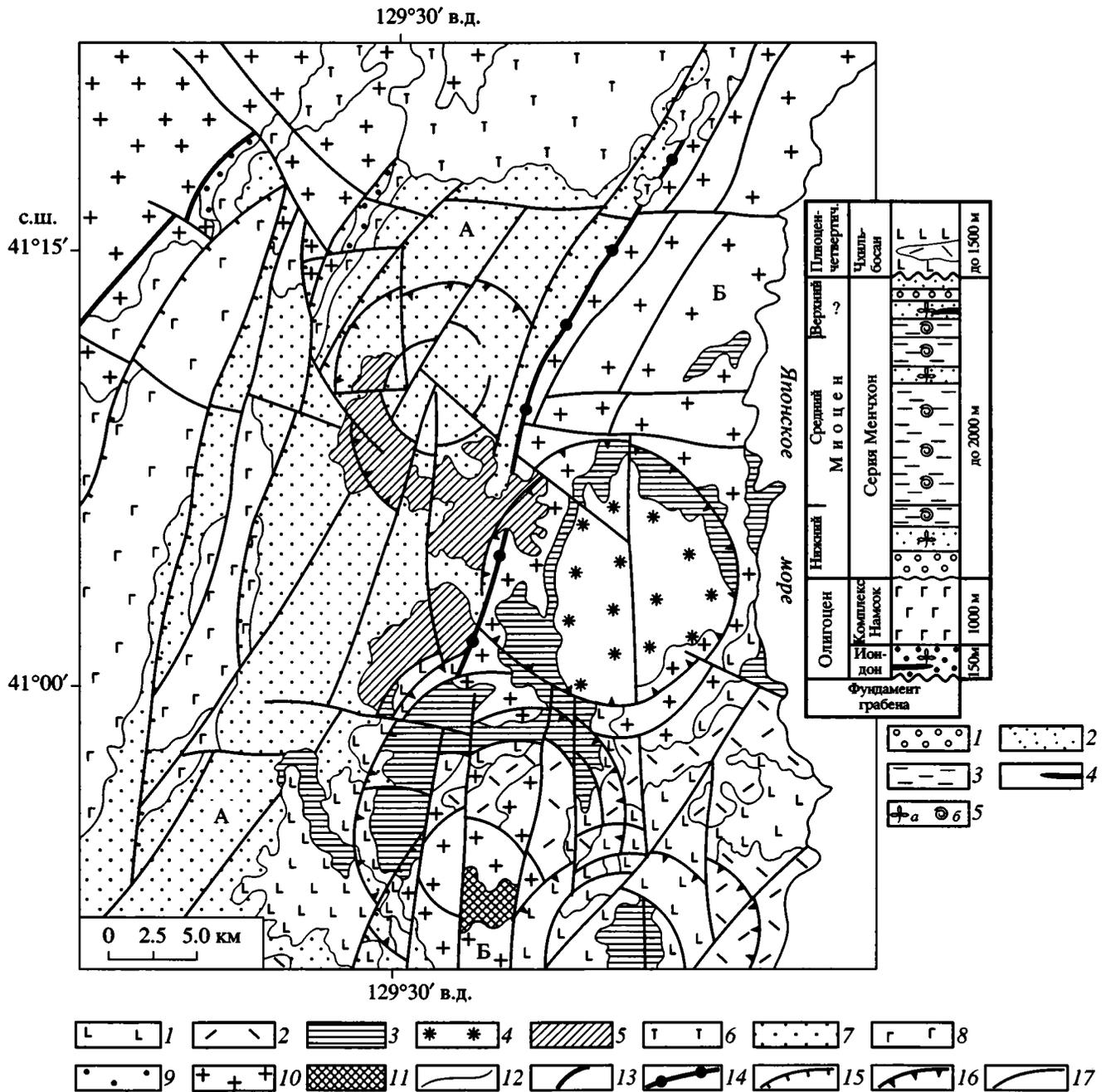


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Кильчу-Менчхонского грабена (А) и Чхильбосанского горста (Б) Северной Кореи

1–6 – плиоцен-четвертичный вулканогенный комплекс Чхильбосан: 1 – четвертичные щелочные базальты и андезитобазальты, 2–5 – плиоцен-четвертичные вулканы: 2 – комендиты, трахиты, щелочные риолиты и их туфы, 3 – щелочные санидиновые риолиты и игнимбриты, 4 – экструзивные и субвулканические фации щелочных пород кислого состава, 5 – трахиты, щелочные риолиты и щелочные базальты нижней части комплекса Чхильбосан нерасчлененные, 6 – плиоцен-четвертичные толеитовые базальты (ареал Менган); 7 – миоценовая терригенная серия Менчхон; 8, 9 – верхний эоцен – олигоцен: 8 – вулканогенный комплекс Намсок (шошониты, реже туфогенно-терригенные породы), 9 – свита Иондон (гравелиты, песчаники, угли, туффиты и туфы основного состава); 10, 11 – фундамент грабена Кильчу-Менчхон: 10 – гранитоиды мезозоя, 11 – мраморы, гнейсы, сланцы протерозоя; 12 – границы стратиграфические и интрузивные; 13 – сдвиги и сбросы северо-западного ограничения грабена Кильчу-Менчхон; 14 – взброс, разграничивающий грабен Кильчу-Менчхон и горст Чхильбосан; 15 – сбросы листрические; 16 – дуговые разломы ограничений плиоцен-четвертичных вулканотектонических структур; 17 – линейные и дуговые разломы прочие.

На врезке показана стратиграфическая колонка грабена Кильчу-Менчхон. Дополнительные к врезке рис. 2 обозначения: 1 – конгломераты, песчаники; 2 – гравелиты, песчаники; 3 – алевролиты, аргиллиты; 4 – угленосные отложения; 5 – уровни, датированные флорой (а) и фауной (б)

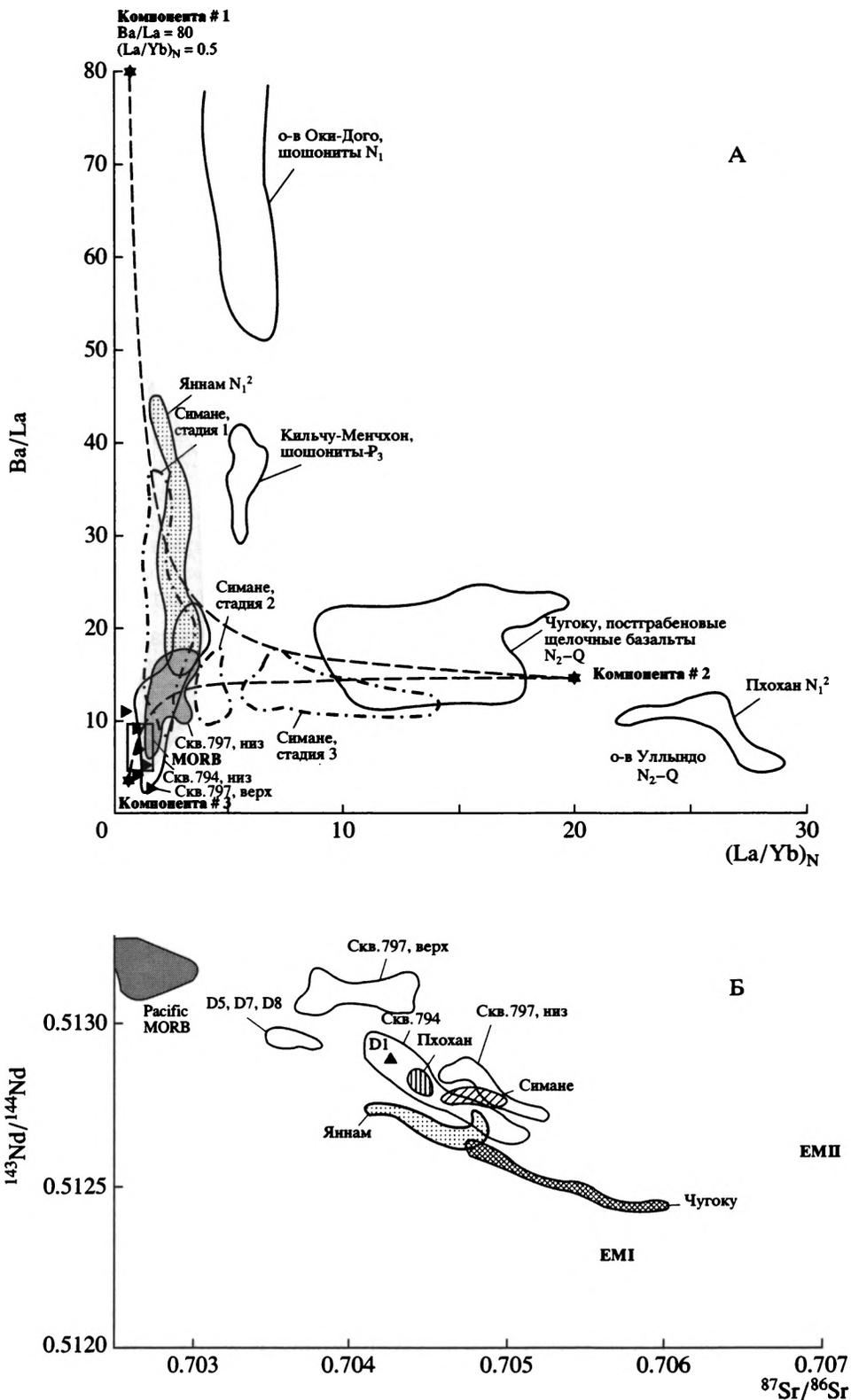


Рис. 3. Положение кайнозойских базальтоидов из скважин ODP Японского моря и примыкающих зон окраиннокон-
 тинентального рифтогенеза на диаграммах соотношений $Ba/La - (La/Yb)_N$ (А) и изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{87}Sr/^{86}Sr$ (Б), по
 [9, 10, 20, 23, 39, 42, 44, 47, 48, 51]. Треугольниками на верхней диаграмме обозначены фигуративные точки базальто-
 идов из верхней части керна скважины 797. Составы Pacific MORB, по [28], составы EMI, EMII, по [27, 57]

вертикального комплекса Чхильбосан несогласно перекрывают образования грабена Кильчу-Менчхон, включая юго-восточную границу последнего. Плиоцен-четвертичные вулканиты, в отличие от палеогенового комплекса Намсок, не претерпели последующих тектонических деформаций и представлены первичными тектоно-магматическими структурами. Следует подчеркнуть, что если палеоген-миоценовый грабен Кильчу-Менчхон представляет собой специфическую структуру, характерную только для обрамления Японского моря, то аналоги плиоцен-четвертичных вулканитов широко распространены на территории п-ова Корея и в пределах Северо-Восточного Китая. Постграбеновый комплекс Чхильбосан по составу резко отличается от вулканитов грабена и включает бимодальную ассоциацию щелочных базальтоидов, риолитов и дацитов [10]. Первые из них образуют щитовые вулканы или лавовые плато близ подводных трещин, маркируемых цепочками небольших моногенных вулканов с прижерловыми фациями шлаков и бомбовых туфов. Щелочные вулканиты кислого состава образуют ограниченные дуговыми разломами кольцевые вулканно-тектонические структуры (см. рис. 2). Локализация всех этих вулканических построек осуществлялась участками пересечения сбросов и сдвигов северо-восточной ориентировки с разломами северо-западного и субмеридионального направлений.

Грабен Пхохан-Яннам занимает крайний юго-восток п-ова Кореи, располагаясь на западном континентальном обрамлении Японского моря и ближайшей к грабену впадины этого моря Уллын (рис. 4). Этот грабен имеет северо-северо-восточную ориентировку, ограничиваясь с запада и востока правосторонними сдвигами соответственно Янсан и Гампо; сдвиги сочетаются с диагональными по отношению к ним сбросами, одним из которых является разлом Улсан (см. рис. 4). Протяженность грабена более 90 км, ширина около 30 км. Кайнозойский грабен Пхохан-Яннам несогласно наложен на структуры поздне мелового – палеоценового Южно-Корейско-Японского надсубдукционного пояса, который в мезозое (до образования Японского моря) маркировал активную окраину востока Евразийского континента. Этот грабен состоит из двух разновозрастных сегментов, резко различающихся составом распространенных в них образований. Южный, более ранний, сегмент этой структуры, развивавшийся в наземной обстановке, выделен в качестве раннемиоценовой вулканической зоны Яннам, а северный сегмент представлен грабеном Пхохан с морским среднемиоценовым осадконакоплением. В современной структуре породы зоны Яннам слагают блок, поднятый по отношению к грабену Пхохан.

Зона Яннам протягивается в северо-северо-восточном направлении по побережью Японского моря от залива Ионил на севере до поперечного сброса Улсан на юге. Она имеет чрезвычайно сложную блоковую структуру благодаря более позднему проявлению многочисленных разломов различной ориентировки. Традиционная практика отношения к этим тектоническим блокам как к самостоятельным бассейнам [37, 48, 49 и др.] привела к выделению в каждом блоке вертикального ряда формаций с собственными названиями, меняющимися от блока к блоку, что чрезвычайно затрудняет корреляцию стратиграфических подразделений и понимание строения зоны Яннам как целостной структуры. Наши полевые исследования (в сочетании с синтезом многочисленных публикаций) показали распространение в пределах зоны Яннам единой стратиграфической последовательности нижнемиоценовых терригенно-вулканогенных образований, осложненной как многочисленными разрывными нарушениями, так и спецификой функционирования отдельных вулканических аппаратов.

Разрез зоны Яннам начинается типичными грабеновыми фациями – мощной (100–150 м) пачкой валунно-галечных конгломератов, обломочный материал которых представлен гранитоидами и вулканитами мелового – раннепалеогенового возраста. Более высокие части разреза, вскрывающиеся на побережье Японского моря, представлены зеленовато-серыми андезитобазальтами, андезитами, реже базальтами мощностью 50–100 м. Лавы примыкают к подводным каналам трещинного типа шириной от первых до 10–15 м. Заполняющая эти каналы лавобрекчия сложена угловатыми или оплавленными обломками массивных и пористых эффузивов среднего – основного состава размером до 10–20 см. Отдельные трещины заполнены андезитами и андезитобазальтами с вертикальной линзовидной флюидальностью. Эти трещинного типа каналы создают своеобразные морфоструктуры и в виде невысоких гривок протягиваются на десятки метров из области пляжа в прилежащие мелководные участки моря. К этому же стратиграфическому уровню, судя по К-Аг-датировкам (см. рис. 4), относятся зеленовато-черные стекловатые андезитобазальты с подушечной отдельностью, вскрывающиеся на юго-восточном берегу залива Ионил, хотя ряд исследователей считает их более молодыми из-за относительно высокого гипсометрического положения. Выше эффузивов среднего – основного состава залегают пачка осадочных пород мощностью до первых десятков метров, состоящая из чередующихся зеленовато-серых алевритов, песчаников, гравелитов и конгломератов; хорошо окатанные гравий и галька последних представлена андезитами и андезитобазальтами, сходными с подстилающими вулканитами. В се-

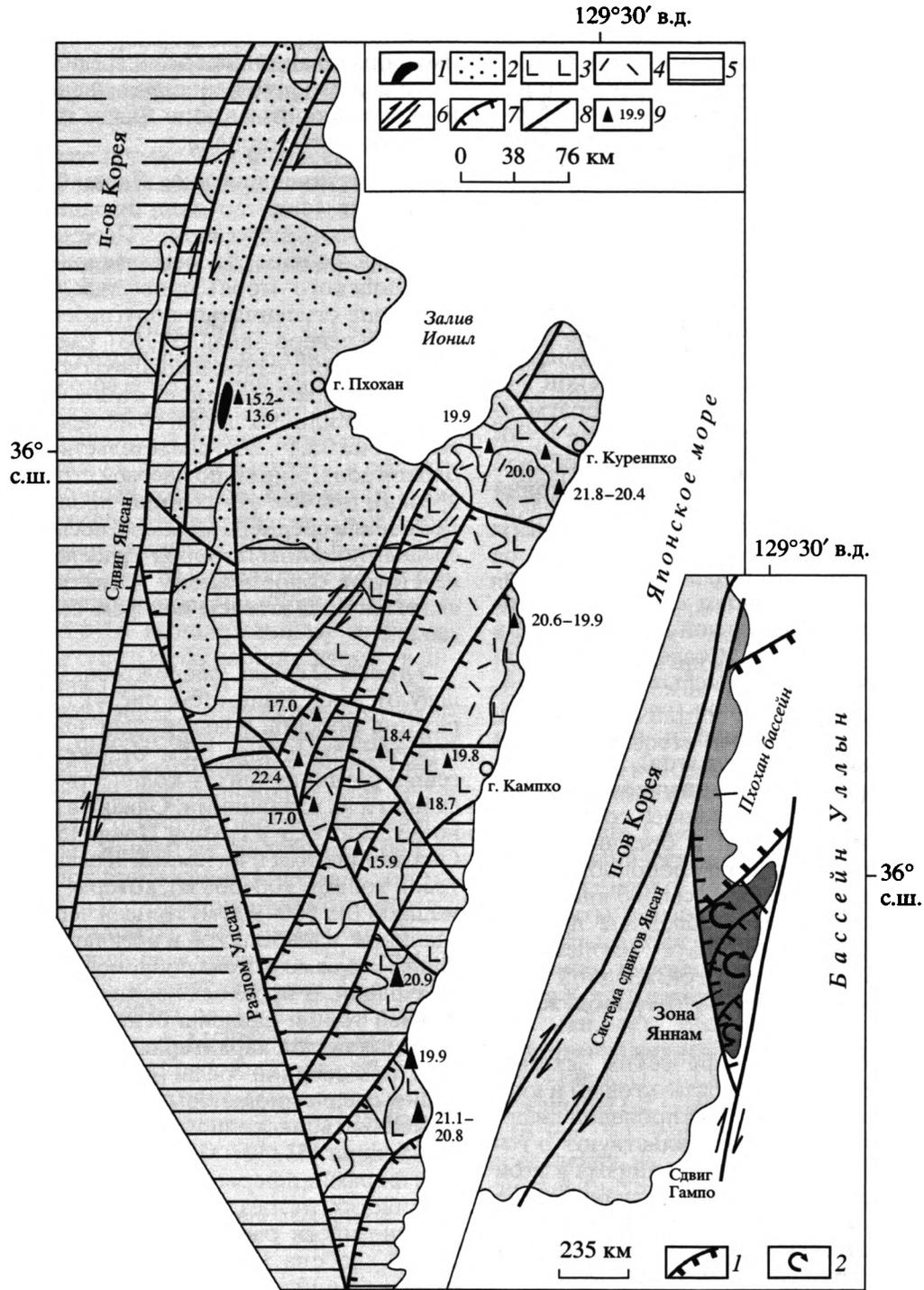


Рис. 4. Геологическая схема грабена Пхохан и зоны Яннам (по материалам автора, а также с использованием данных [37, 48, 53, 54])

1, 2 – грабен Пхохан, средний миоцен: 1 – щелочные долериты, 2 – морские терригенные породы; 3, 4 – вулканическая зона Яннам, нижний миоцен: 3 – андезитобазальты и базальты с пачками терригенных пород, 4 – риолиты, дациты, туфогенно-терригенные породы, реже андезиты; 5 – вулканогенные образования мела–палеогена (фундамент структур Пхохан и Яннам); 6 – сдвиги; 7 – сбросы листрические и сдвиги, трансформированные в сбросы и взбросы; 8 – разломы прочие; 9 – возраст образца породы в млн. лет [37].

На врезке показано соотношение бассейна (грабена) Пхохан и вулканической зоны Яннам в общей структуре растяжения пулл-апарт на краю континента (юго-восточная Корея). Дополнительно к врезке рис. 4 обозначены: 1 – сбросы, 2 – направление вращения блоков, по [36]

верной части зоны Яннам, в окрестностях г. Куренпхо, эта пачка отсутствует, и вулканиты среднего – основного состава перекрываются пачкой (до 150 м) спекшихся кристаллолитокластических туфов кислого состава с прослоями туффитов, которая венчается чередующимися туффитами и конгломератами; обломочный материал последних состоит из угловатокатанных валунов дацитов и гранитоидов фундамента, а в цементе присутствует кислая пирокластическая, свидетельствующая о последних эксплозивных импульсах. Наиболее высокое стратиграфическое положение в разрезе зоны Яннам занимает пачка мощностью 50–150 м угленосных тонкослоистых аргиллитов и алевролитов с мелкой галькой эффузивов кислого состава и с обильными фрагментами углефицированных растений, среди которых определено 44 вида умеренно теплолюбивой флоры, сопоставимой с флорой Аниан Японии [2]; верхний возрастной предел этой флоры ранний миоцен.

Сильная тектоническая раздробленность вулканических пород зоны Яннам сопровождается их интенсивной гидротермальной проработкой в пределах отдельных блоков. Осадочные породы и вулканиты кислого состава испытали сильнейшую площадную аргиллизацию (каолинизацию, альбитизацию и ожелезнение) и превращены (включая и валуны конгломератов) в глиноподобные породы ярко-белого и оранжево-красного цвета. Лавы среднего – основного состава интенсивно пропилитизированы и брекчированы, вследствие чего приобретают туфоподобный облик. Нередко [37, 48 и др.] из-за своего внешнего вида эти измененные и раздробленные породы необоснованно коррелируются с миоценовой “формацией зеленых туфов” Юго-Западной Японии, рассматриваясь в качестве островодужных образований.

В некоторых стратиграфических схемах [37 и др.] предполагается, что базальтовый и кислый вулканизм в зоне Яннам был проявлен дважды. Однако наши данные свидетельствуют о гомодромном в целом характере вулканизма в этой зоне, хотя на отдельных участках вулканические постройки с различным составом вулканитов могли формироваться и синхронно. Последний вывод подтверждается данными К-Аг-датировок [37, 48, 49], которые для всех вулканитов кислого, среднего и основного состава лежат в интервале 22.4–16.2 млн. лет, при единичных значениях 15.9 и 14.6 млн. лет, которые вызваны, скорее всего, потерями радиоактивного Аг в результате гидротермального изменения пород. При этом большинство базальтов и андезитобазальтов датированы в диапазоне 22–16.2 млн. лет, а вулканиты андезито-дацитового и дацитового состава в пределах 22.4–17.0 млн. лет [37]. Эти данные, несмотря на некоторую несогласованность датировок из

различных публикаций, свидетельствуют практически о синхронном формировании вулканогенных образований кислого и среднего – основного состава в течение раннего миоцена. Не исключено, что вулканизм в зоне Яннам завершился в начале среднего миоцена.

Характерная для зоны Яннам блоковая структура была сформирована по завершении раннемиоценового вулканизма. Перемещение блоков по листрическим сбросам (наклонным в сторону Японского моря) привело к оформлению в этой зоне ступенчатых полуграбенов с наклоном слоев на северо-запад [37, 53]. Судя по палеомагнитным данным [36], вулканиты зоны Яннам имеют восточное склонение, отличающееся от простирания силовых линий современного магнитного поля на 35.1°. Это свидетельствует о вращении блоков зоны Яннам по часовой стрелке (см. рис. 4, врезка), причем эта ротация произошла не позднее начала среднего миоцена, поскольку свойства среднемиоценовых пород грабена Пхохан соответствуют современному магнитному полю, что является показателем неперемещенного их залегания.

Грабен Пхохан, расположенный к северо-западу от зоны Яннам (см. рис. 4), формировался в режиме морской трансгрессии. Опубликован ряд стратиграфических схем отложений этого бассейна, различающихся количеством выделенных единиц и их названиями. Однако в целом их обычно объединяют в группу Ионил [53, 54, 56 и др.]. Она начинается с наземной песчано-конгломератовой толщи (300–500 м), которая надстраивается мощной (до 600–900 м) толщиной чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с доминирующим объемом тонкообломочных глубоководных фаций. В прослоях песчаников и алевролитов нижней толщи найдены бентосные фораминиферы и моллюски, характерные для прибрежно-морской тепловодной среды [37, 56 и др.] и определяющие среднемиоценовый интервал накопления, может быть, частично захватывая и конец раннего миоцена [53, 56]. Среднемиоценовые моллюски и фораминиферы обнаружены и в более высоких частях разреза группы Ионил [37]. Самые верхние части разреза среднемиоценовых отложений грабена Пхохан имеют признаки регрессивных фаций и представлены флороносными песчаниками и алевролитами, в которых собрана теплолюбивая флора (представители лаврово-буковых лесов), коррелирующаяся с среднемиоценовой флорой Японии [2].

Среднемиоценовые отложения грабена Пхохан в целом полого (5–25°) наклонены в восточных румбах к заливу Ионил; в этом же направлении возрастает объем относительно глубоководных фаций и мощность отложений (от 100–200 м на западе до 2000–3000 м на востоке, в централь-

ных частях грабена [56]). Эта моноклираль осложнена широкими складками и сбросами, что привело к несогласованности в оценке мощности отложений этого бассейна различными исследователями.

Магматические проявления в грабене Пхохан сводятся к нескольким дайкам щелочных долеритов, протягивающимся вдоль одной из составляющих сдвига Янсан (см. рис. 4). Датировки (К-Аг методом) этих пород охватывают интервал 15.2–13.6 млн. лет [48, 49].

По химизму магматические породы зоны Яннам и грабена Пхохан резко различны [9]. Базальты и андезитобазальты зоны Яннам по соотношению кремнезема, щелочей и железа принадлежат умеренно калиевой толеитовой серии, в то время как андезиты и дациты смещены в область известково-щелочных составов. Базальтам и андезитобазальтам свойственны низкие и умеренно повышенные содержания TiO_2 (0.87–1.6 мас. %) и P_2O_5 (0.25–0.42 мас. %). Распределение REE в них слабо фракционированное ($La_N/Sm_N = 0.8–2.4$; $La_N/Yb_N = 1.5–5.5$) с выположенным спектром распределения и более фракционированное в андезитах и дацитах ($La_N/Sm_N = 2.3–2.9$; $La_N/Yb_N = 4.2–4.6$). Толеиты зоны Яннам являются обогащенными из-за присутствия известково-щелочной компоненты. Это выражается в Ta-Nb минимуме и в повышенном содержании LILE [9]. Из-за многокомпонентного состава нижнемиоценовые вулканы зоны Яннам на диаграмме $Ba/La - (La/Yb)_N$ образуют протяженный тренд от составов MORB в сторону субдукционной компоненты (см. рис. 3). Базальтоиды зоны Яннам обладают умеренно повышенными величинами $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512643–0.512843$ и пониженными $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7041–0.7048$ [48, 49] и располагаются между составами обогащенных MORB (E-MORB или EM) и Pacific MORB (см. рис. 3). Таким образом, по изотопным характеристикам базальтоиды зоны Яннам относятся к толеитам типа E-MORB, обогащенным за счет известково-щелочной составляющей.

Среднемиоценовые щелочные долериты даек грабена Пхохан обогащены LILE, LREE, Ta и Zr и на спайдерграмме отражают спектр распределения, свойственный внутриплитным базальтам (WPB). Это же подтверждается и на диаграмме $Ba/La - (La/Yb)_N$ (см. рис. 3), где их фигуративные точки располагаются в области составов WPB. Сильно дифференцированный спектр распределения REE ($La_N/Sm_N = 5.4–6.3$ и $La_N/Yb_N = 22–29$) также аналогичен спектрам WPB. Однако, по изотопным данным, в этих щелочных долеритах обнаружено влияние деплетированной компоненты. Они характеризуются повышенными величинами $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512831–0.512845) и умеренны-

ми $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70439–0.70446) [49], что приближает их к деплетированным составам MORB (см. рис. 3).

Грабен Симане протягивается в северо-восточном направлении по южному обрамлению Японского моря, захватывая как периферию последнего, так и побережье юго-западной части о-ва Хонсю (рис. 5). Центральная часть грабена – это узкая (20 км) протяженная (до 500 км), ограниченная сбросами структура, заполненная ниже-среднемиоценовыми отложениями мощностью не менее 2000 м [39 и др.]. На северо-западном и юго-восточном бортах грабена Симане (на о-вах архипелага Оки и на о-ве Хонсю) вскрываются докембрийские образования континентальной коры. Так, в цоколе о-ва Оки-Дого обнажаются протерозойские отложения с возрастом 2 млрд. лет [51]. Формирование грабена Симане, начавшееся около 24 млн. лет назад, продолжалось в течение раннего и среднего миоцена и было обусловлено растяжением вдоль сдвигов, сопровождавшихся системой эшелонированных сбросов. Разрез грабена Симане начинается с нижнемиоценовых глубоководных темно-серых тонкослоистых аргиллитов, перекрытых толщей среднемиоценовых турбидитов, накапливавшихся в условиях батиаля. Верхняя часть среднемиоценового разреза представлена черносланцевой формацией, которая венчается терригенными породами прибрежно-морской фашии.

К грабену Симане приурочены вулканогенные и субвулканические образования, состав которых весьма изменчив во времени. Наиболее древние вулканы обнаружены на о-ве Оки-Дого [52], где вскрываются синхронные началу грабенообразования нижнемиоценовые шошониты (формация Кори), датированные (К-Аг методом) 19.2–18.0 млн. лет. Нижнемиоценовым шошонитам свойственна калиевая специализация ($K_2O/Na_2O = 0.7–1.0$; K_2O до 2.88 мас. %), высокие величины отношения LILE/HFSE (содержание TiO_2 не выше 1.16 мас. %), дифференцированный спектр распределения несовместимых элементов и интенсивный Ta-Nb минимум [12]. Эти свойства придают нижнемиоценовым вулканикам о-ва Оки-Дого известково-щелочной характер и сближают их с палеогеновыми шошонитами Намсок грабена Кильчу-Менчхон. Сейсмические данные [43] показывают отсутствие субдукционной обстановки в регионе площади Чугоку – о-вов архипелага Оки не только в раннем миоцене, но и в настоящее время. Шошониты о-ва Оки-Дого (как и грабена Кильчу-Менчхон) являются одним из индикаторов начального континентального рифтогенеза. Они имеют геохимические отличия от надсубдукционных шошонитов: обладают слабо фракционированным распределением REE ($La_N/Sm_N = 2.1–2.7$; $La_N/Yb_N = 4.3–6.7$), а по соотно-

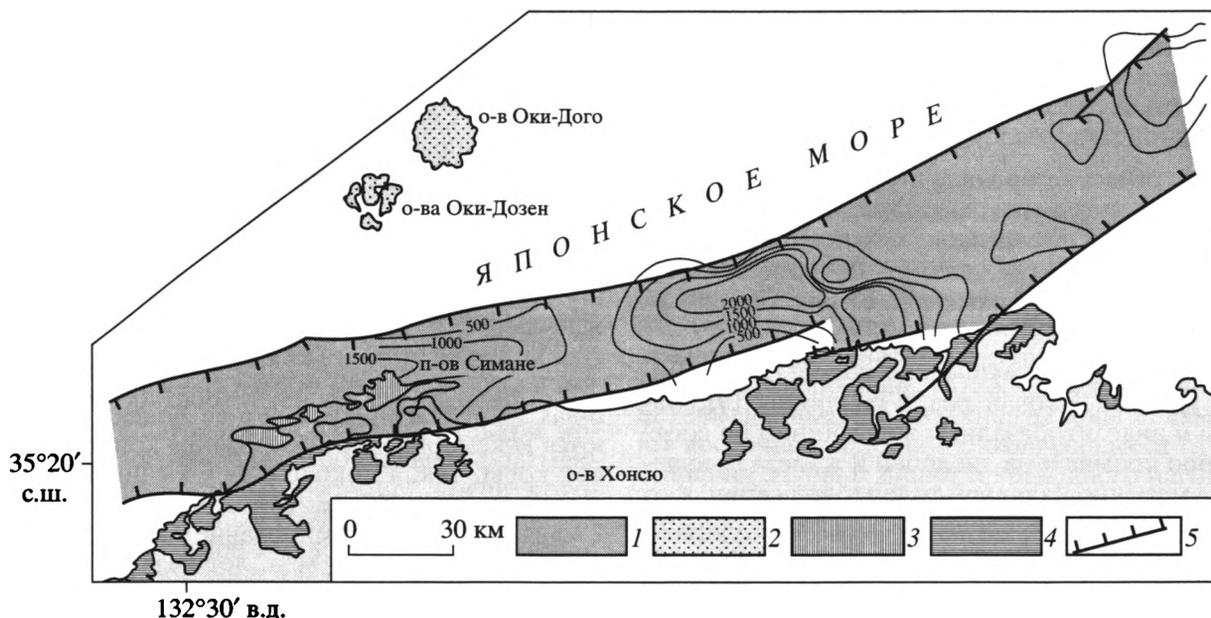


Рис. 5. Грабен Симане на южном обрамлении Японского моря, по [30, 39, 40]

1 – центральная часть грабена Симане с ниже-среднемиоценовыми терригенными породами; 2 – нижнемиоценовые шощониты на северном борту грабена Симане; 3 – среднемиоценовые вулканиты толеитовой серии грабена Симане; 4 – постграбеновые верхнемиоценовые – голоценовые преимущественно щелочные вулканиты площади Чугоку; 5 – сбросы, ограничивающие центральную часть грабена Симане (трансформированные из сдвигов). Тонкими линиями показаны изопакиты в метрах

шению $Ba/La - (La/Yb)_N$ обнаруживают свойства внутриплитных базальтоидов. Таким образом, нижнемиоценовые шощониты северного борта грабена Симане по геохимическим параметрам показывают влияние трех составляющих: известково-щелочной, деплетированной и обогащенной типа WPB, что и определяет специфику их состава в обстановке начального растяжения континентальной окраины.

В пределах наиболее погруженной части грабена Симане среди терригенных осадочных отложений выявлены среднемиоценовые вулканогенные породы трех стадий магматизма, накопившиеся в морской обстановке в интервале 14.2–12.9 млн. лет (K-Ar метод) [40]. По составу эти вулканиты неоднородны; их изменчивость во времени отражает динамику развития грабена Симане – от прогрессирующего рифтогенеза (магматизм стадии I) через максимальное погружение грабена (стадия II) к его инверсии – замыканию (магматизм стадии III).

Среднемиоценовые вулканиты грабена Симане обладают пониженной щелочностью и в целом принадлежат толеитовой магматической серии [39, 40]. Первые две стадии магматизма представлены дифференцированной серией пород от пиллоу-базальтов до дацитов, реже риолитов. Третья стадия включает наименее дифференцированный – от базальтов до андезитов – ряд пород. Все

толеиты обнаруживают влияние известково-щелочной компоненты (Ta-Nb минимум и некоторое обогащение LILE относительно HFSE), уменьшающееся во времени [12, 14]. Наиболее основные породы представлены толеитовыми базальтами с содержаниями $SiO_2 = 47.21-49.82$ мас. % и $TiO_2 = 0.86-1.26$ мас. % [39]. Наряду с низкой титанистостью, они обладают пониженными значениями La/Yb и Ba/La .

Максимально деплетированным составом обладают толеиты первой стадии. Им свойственен весьма слабо фракционированный спектр REE, сравнительно пониженные содержания REE и HFSE. Однако породы с повышенным содержанием SiO_2 этой стадии обнаруживают существенное влияние известково-щелочной компоненты. Эта двойственность химических характеристик вулканитов стадии I отлично видна на диаграмме $Ba/La - (La/Yb)_N$ (см. рис. 3), где они образуют тренд от деплетированных составов MORB к составам, обогащенным субдукционной компонентой. Толеитам II стадии грабена Симане свойственно резкое сокращение известково-щелочных свойств, в частности, уменьшение Ta-Nb минимума и величины Ba/La (см. рис. 3), что сохраняется и в толеитах стадии III. Однако последние, характеризующие завершающую стадию грабена, становятся менее деплетированными, приближаясь к обогащенным внутриплитным составам. От

стадии II к стадии III в вулканитах увеличиваются концентрации La (от 15 г/т в породах первой стадии до более чем 30 г/т в третьей), возрастает величина La_N/Yb_N (от 1.7–3.5 до 4.5–7.5 соответственно), уменьшаются значения отношений Zr/Nb и Sm/Hf [39].

Таким образом, среднемиоценовые толеиты грабена Симане в целом имеют обогащенный состав типа E-MORB. Однако если вулканиты первой стадии обогащены за счет известково-щелочной составляющей, то толеитам двух последних стадий грабена Симане свойственно смещение составов N-MORB и WPB, причем максимальное обогащение внутриплитной составляющей проявлено в вулканитах завершающей стадии грабенообразования. Весь дифференцированный ряд среднемиоценовых вулканитов грабена Симане обладает близким изотопным составом Sr и Nd (при довольно высокой величине $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512759–0.512788$). По этим характеристикам они аналогичны умеренно обогащенным нижнемиоценовым толеитам зон спрединга Японского моря и зоны Яннам Юго-Восточной Кореи (см. рис. 3). Примечательно, что аналогичные среднемиоценовые толеиты известны и в северо-восточной части о-ва Хонсю, в грабене Акита-Ямагата [12]. Этот субмеридиональный грабен, протягивающийся по юго-восточному обрамлению Японского моря на восточном продолжении грабена Симане, включает толеиты, по степени деплетированности наиболее близкие к N-MORB-подобным вулканитам стадии I грабена Симане [39]. Миоценовые грабены Симане и Акита-Ямагата представляли, по-видимому, сегменты единой системы грабенов, заложившихся по южному и восточному обрамлению Японского моря при формировании последнего.

Постграбеновые верхнемиоценовые – голоценовые базальтоиды площади Чугоку (см. рис. 5), несогласно перекрывающие среднемиоценовые образования грабена Симане, относятся к щелочной серии, характеризующаясь высокими содержаниями щелочей, TiO_2 , P_2O_5 и в целом LILE и HFSE. Для них не характерен Ta-Nb минимум, а их спайдерграммы типичны для внутриплитных базальтоидов [9]. Эти же свойства пород проявлены и на диаграмме соотношений $Ba/La - (La/Yb)_N$ (см. рис. 3). Изотопный состав постграбеновых щелочных вулканитов резко отличен от толеитов (в том числе обогащенных) грабена Симане и зоны Яннам (см. рис. 3). Они характеризуются пониженными значениями $^{143}Nd/^{144}Nd$ и высокими величинами $^{87}Sr/^{86}Sr$, а их тренд направлен к изотопному источнику состава EMI (см. рис. 3).

Сравнение зон окраинноконтинентального растяжения. Корреляция трех зон растяжения, обрамляющих Японское море, показывает суще-

ственные их различия на фоне общности тенденции тектонического и геодинамического развития. Частично эти различия могут объясняться неполнотой сохранившейся геологической летописи, а также слабой изученностью подводного продолжения этих зон. Наиболее ранние образования кайнозойских структур растяжения края Евразийского континента представлены в грабене Кильчу-Менчхон, где установлены наземные угленосные грабеновые фации верхнего эоцена, которые сменяются олигоценowymi трещинного типа шошонитами, моногенные вулканические центры которых располагаются вдоль разломов северо-восточной ориентировки. Миоценовая морская терригенная серия Менчхон этого грабена является индикатором постепенного его погружения с максимумом трансгрессии в конце раннего – начале среднего миоцена. Однако признаки миоценового магматизма в грабене Кильчу-Менчхон отсутствуют.

В грабене Пхохан-Яннам образования позднеэоценового – олигоценного возраста неизвестны. В зоне Яннам этой структуры широко распространены нижнемиоценовые толеиты, близкие по ряду химических параметров определенным разностям толеитов из внутренних частей Японского моря. Проявление толеитового магматизма на раннемиоценовом этапе – отличительная особенность зоны растяжения юго-востока Кореи, которая не свойственна другим кайнозойским грабенам обрамления Японского моря. Среднемиоценовый интервал грабена Пхохан, включающий мощные морские тонкообломочные отложения, обнаруживает черты, аналогичные породам этого уровня грабена Кильчу-Менчхон.

Что касается грабена Симане, то ему также свойственно развитие морских глубоководных нижне-среднемиоценовых терригенных отложений, что подтверждает возраст выявленного в предыдущих грабенах главного этапа растяжения этих структур. Однако грабен Симане отличается двумя особенностями. Во-первых, шошониты на его борту, в отличие от палеогеновых аналогичного состава лав грабена Кильчу-Менчхон, имеют раннемиоценовый возраст, что позволяет предположить более позднее заложение грабена Симане. Во-вторых, на среднемиоценовом уровне в нем установлено присутствие вулканитов, что не характерно для других зон растяжения (не считая единичных среднемиоценовых даек щелочных долеритов в грабене Пхохан). Состав этих вулканитов, меняющийся во времени от деплетированных до обогащенных, служит индикатором определенной смены геодинамических режимов.

Таким образом, корреляция трех зон окраинноконтинентального растяжения показывает, что общая тенденция их развития (с максимумом

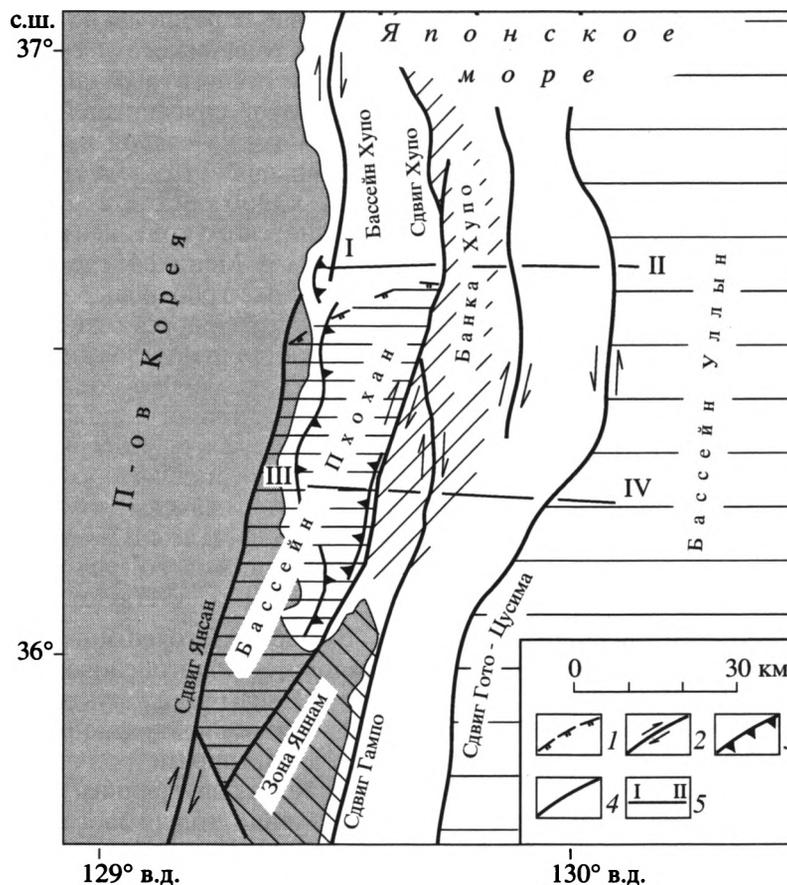


Рис. 6. Тектоническая позиция бассейна Пхохон и зоны Яннам в общей кайнозойской структуре переходной области от окраины континента (юго-восток п-ова Корея) к бассейну Уллын Японского моря (с использованием сейсмических данных), по [1, 36, 55] с дополнениями

1 – северное ограничение бассейна Пхохон; 2 – сдвиги (в отдельных сегментах трансформированные в сбросы и надвиги); правосторонние сдвиги проявились в эоцене–раннем миоцене, левосторонние – в позднем миоцене; 3 – надвиги и сбросы; 4 – разломы прочие (преимущественно сдвиги); 5 – линии сейсмических профилей МОВ (см. рис. 7)

погружения в раннем – среднем миоцене) имела специфику на разных участках Корейско-Японского региона, что выразилось в различной степени растяжения континентальной коры и глубинности проявления процесса рифтогенеза. Максимальное растяжение в раннем миоцене регистрируется на юго-востоке Кореи (толеиты зоны Яннам), а в среднем миоцене оно смещается в грабен Симане, где режим растяжения завершился, судя по соответствующему вулканизму, около 13–12 млн. лет.

Установлена синхронность завершения формирования всех рассмотренных структур окраинноконтинентального растяжения, приходящегося на интервал конец среднего миоцена – поздний миоцен, когда слагающие их образования были интенсивно дислоцированы. Несогласно перекрывающие эти структуры недислоцированные вулканы конца миоцена – плиоцена определяют верхний возрастной рубеж их развития.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГРАБЕНА ПХОХАН-ЯННАМ НА ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ ЯПОНСКОГО ОКРАЙННОГО МОРЯ

Для того, чтобы выяснить, какое место занимают рассмотренные выше зоны растяжения края континента в общей динамике формирования Японского окраинного моря, необходимо установить характер их структурной взаимосвязи. К настоящему времени такая информация имеется для континентального склона Кореи и смежного бассейна Уллын в западной части Японского моря (см. рис. 1). Синтез результатов проведенного здесь сейсмического профилирования методом отраженных и преломленных волн (соответственно МОВ и ПОВ) [1, 55 и др.], бурения эксплуатационных скважин на юге бассейна Уллын [21], а также наземных исследований востока п-ова Корея позволил расшифровать тектоническую структуру широкой области перехода от окраины континента к ложу этого бассейна (рис. 6).

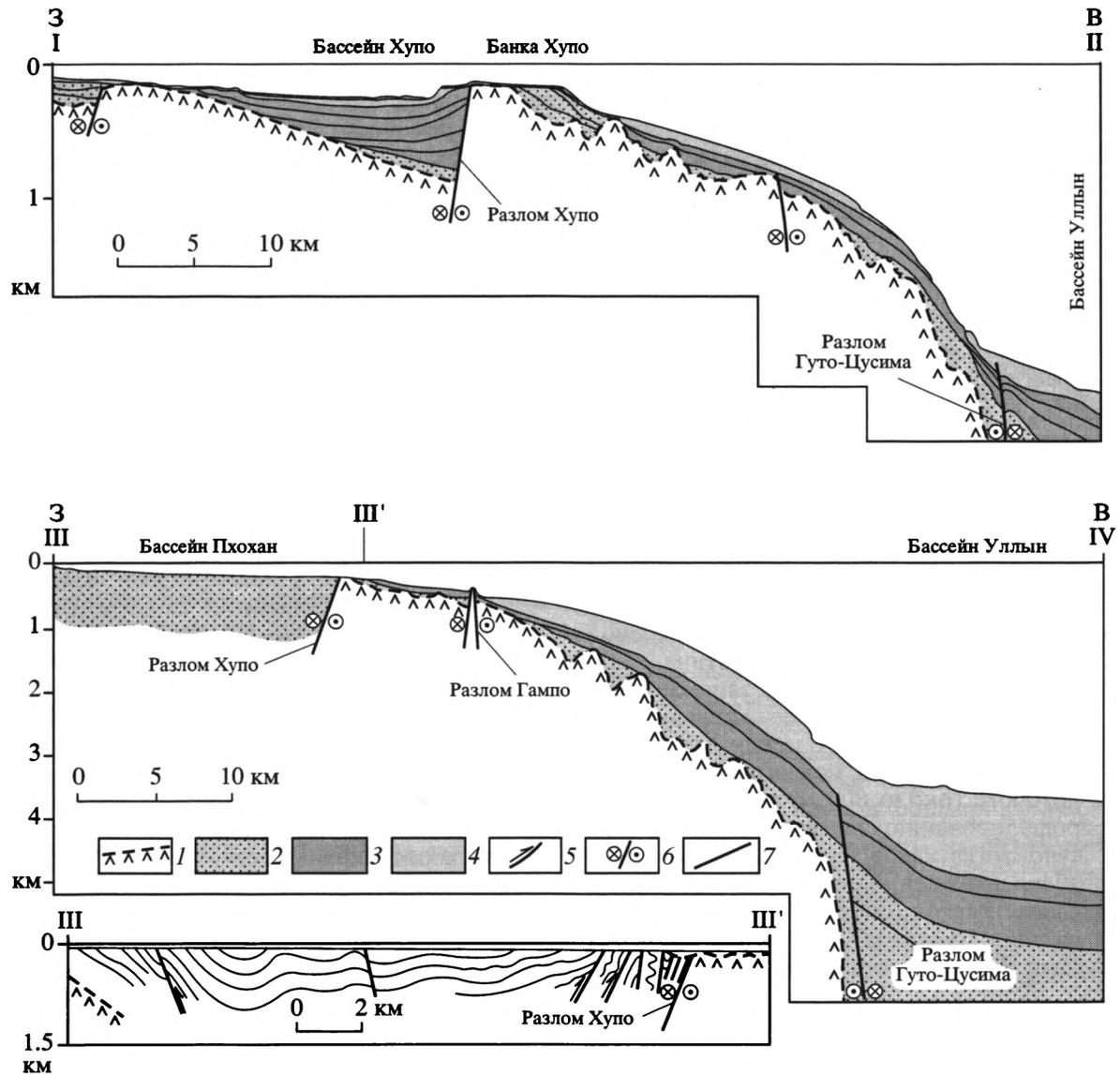


Рис. 7. Геологические профили I–II, III–IV (на основе интерпретации сейсмических данных) через область перехода край континента – бассейн Уллын, по [55] с изменениями. Расположение профилей дано на рис. 6. На профиле III–III' показан характер дислокаций в среднемиоценовых породах бассейна Пхохан

1 – акустический фундамент (включая нижнемиоценовые вулканы зоны Яннам); 2–4 – сейсмические осадочные комплексы со скоростями Р-волн <3.0 км/с (линиями обозначены границы слоев): 2 – среднемиоценовый (комплекс I), 3 – конца позднего миоцена–плиоценовый (комплекс II), 4 – плиоцен-голоценовый (комплекс III); 5 – надвиги; 6 – сдвиги (крест в кружке означает направление горизонтального перемещения от наблюдателя, точка в кружке – к наблюдателю); 7 – разломы прочие

Главным структурным элементом этой переходной области является субмеридиональный сдвиг Гото-Цусима, отделяющий ложе бассейна Уллын от континентального склона Кореи (рис. 7) и характеризующийся трансформацией кинематики в течение кайнозоя; в настоящее время это левосторонний сдвиг, отдельные сегменты которого имеют и сбросовую компоненту. Относительно состава коры бассейна Уллын нет единого мнения, поскольку в отличие от типичной океанической коры Японского бассейна (мощностью

около 8.5 км и скоростью продольных Р-волн не менее 8 км/с), кора бассейна Уллын имеет мощность в пределах 10–15 км, а скорость Р-волн от верхней ее части к нижней возрастает от 3.6–4.2 до 6.6–7.2 км/с [29, 38]. Поэтому кора бассейна Уллын чаще квалифицируется как растянутая континентальная кора с предполагаемыми зонами рифтинга и рассеянного спрединга [55 и др.]. Однако анализ данных сейсмического профилирования и сейсмотомографии позволили Х. Киму и его коллегам [34] считать кору этого бассейна

океанической, возникшей в результате окраинно-морского спрединга и приобретшей определенные специфические черты в результате повышенного температурного режима. В любом из этих интерпретационных вариантов разлом Гото-Цусима является важной границей раздела типичной континентальной коры (которая во внутренних частях п-ова Корея достигает мощности 30 км) и мало мощной коры бассейна Уллын, которую многие исследователи характеризуют как "атипичную окраинно-морскую". Масштабность этой границы подчеркивается соответствующей резкой гравитационной ступенью (см. рис. 1) и линейными магнитными аномалиями [34].

Область к западу от сдвига Гото-Цусима, включающая край континента, шельф и континентальный склон, рассечена системой субмеридиональных разломов (преимущественно сдвигов, сочетающихся с эшелонированными сбросами) и имеет весьма неоднородное строение. Восточный континентальный шельф п-ова Корея представляет узкую (менее 20 км), слабо наклонную полосу, которая на глубине 150 м под водной поверхностью переходит в крутой континентальный склон. Верхнюю часть склона занимает бассейн (грабен) Пхохан, севернее сменяющийся бассейном Хупо (см. рис. 6). Бассейн Хупо представляет собой полуграбен, максимальные глубины дна которого (около 800 м) установлены по сейсмопрофилированию на его востоке, близ сдвига Хупо, тогда как в западном направлении ложе грабена постепенно поднимается до весьма мелководных отметок (см. рис. 7). Западной границей бассейнов Пхохан и Хупо служит правосторонний сдвиг Янсан, который, пересекая края континента, имеет и подводное продолжение (см. рис. 6). Меловые – нижнепалеогеновые вулканы перемещены по этому сдвигу на расстояние не менее 50 км. Восточным ограничением бассейнов Пхохан и Хупо служит сдвиг Хупо, который также имеет правосторонний характер [55]. Юго-западная ветвь этого сдвига разделяет грабен Пхохан и вулканическую зону Яннам, которая в современной структуре является горстом и с востока ограничивается правосторонним сдвигом Гампо (см. рис. 6). Севернее поднятого блока зоны Яннам располагается горст (банка) Хупо, плоская вершина которого шириной до 14 км находится в 10–200 м ниже уровня моря. Восточнее горста Хупо континентальный склон составляет крутое ($>30^\circ$) ограничение бассейна Уллын, в нижней части по разлому Гото-Цусима резко переходящее в ложе этого бассейна.

Согласно сейсмостратиграфии (с привлечением данных наземных работ и результатов бурения эксплуатационных скважин) в пределах области перехода край континента – бассейн Уллын выделяются акустический фундамент (со скоростями Р-волн >3.6 км/с) и несогласно его перекрываю-

щие три менее скоростных осадочных комплекса [1, 55 и др.]. Акустический фундамент на континентальном склоне обладает сложным рельефом и рассечен многочисленными сдвигами и сбросами (см. рис. 7). Его строение гетерогенно. К востоку от сдвига Хупо верхняя часть фундамента мощностью около 1 км характеризуется скоростями Р-волн 3.4–4.5 км/с и интерпретируется [1] как чередование осадочных и вулканогенных пород; эта часть фундамента соответствует, по-видимому, нижнемиоценовым образованиям вулканической зоны Яннам. Ниже в акустическом фундаменте располагается комплекс со скоростями Р-волн в пределах 4.6–5.1 км/с. Этот комплекс, от континентального склона распространяющийся в восточную часть п-ова Корея, сложен, скорее всего, меловыми – палеоценовыми магматическими породами Южно-Корейско-Японского вулканического пояса [13, 16]. Более погруженная часть акустического фундамента континентального склона (со скоростями Р-волн 5.5–6.4 км/с) соответствует, вероятно, докембрийским – палеозойским образованиям, вскрывающимся в пределах п-ова Корея.

Три осадочных комплекса, несогласно перекрывающие акустический фундамент (см. рис. 7), судя по результатам сейсмопрофилирования, характеризуются тонкой слоистостью и неравномерно проявленной дислоцированностью. На основании сопоставления с наземными отложениями юго-востока Кореи и породами керна эксплуатационных скважин нижний сейсмический комплекс I коррелируется со среднемиоценовыми отложениями бассейна Пхохан, средний комплекс II – с отложениями интервала конца позднего миоцена – начала нижнего плиоцена (5.6–5.0 млн. лет), а верхний комплекс III отнесен к плиоцен-голоценовому уровню [55]. Нижний из этих комплексов максимальной мощности достигает в бассейне Уллын, резко утонен на крутой части континентального склона и практически выклинивается в бассейне Хупо. Однако он вновь регистрируется в северной подводной части бассейна Пхохан (см. рис. 7), достигая 1.5–2 км мощности и характеризуясь интенсивной дислоцированностью (что свойственно, как показано выше, и среднемиоценовым отложениям наземной части этого бассейна).

Осадочный сейсмический комплекс II не отмечен в бассейне Пхохан, но доминирует севернее, в бассейне Хупо, где его мощность в наиболее прогнутой восточной части достигает 600–800 м. На шельфе и в верхней части континентального склона эти отложения конца верхнего миоцена – начала плиоцена, по данным сейсмопрофилирования, залегают на эродированной поверхности дислоцированных пород среднемиоценового комплекса I. Восточнее, в нижней части континентального склона, мощность комплекса II сокра-

щается до 200–250 м; угловое несогласие в основании этого комплекса здесь не отмечено (хотя значительный стратиграфический перерыв несомненен). Сейсмический комплекс III (верхний плиоцен – голоцен) включает недеформированные осадки, мощность которых возрастает в направлении бассейна Уллын.

Синтез результатов наземных геологических наблюдений и сейсмопрофилирования показал, что структура растяжения Пхохан-Яннам и ограничивающие ее сдвиги являются только фрагментами широкой зоны сближенных сдвигов, формирующей западную границу Японского окраинного моря (см. рис. 6). При этом выявлено значительное структурное несогласие между слабо деформированными верхнемиоценовыми – плиоценовыми образованиями и интенсивно дислоцированными более древними породами, включая среднемиоценовые. Кроме того, сейсмопрофилирование позволило расшифровать последовательность формирования структур в зоне перехода континент – Японское море и охарактеризовать морфологию возникших к концу позднего миоцена дислокаций (см. рис. 7).

КОРРЕЛЯЦИЯ ЭВОЛЮЦИИ ЯПОНСКОГО ОКРАИННОГО МОРЯ И СМЕЖНЫХ СТРУКТУР КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РАСТЯЖЕНИЯ

Для выяснения причин кайнозойского континентального рифтогенеза на территории Корейско-Японского региона необходимо вкратце охарактеризовать общую геодинамическую и тектоническую обстановку, сложившуюся на востоке Евразийского континента к началу этого процесса и приведшую, в конечном счете, к образованию Японского окраинного моря (в более полном виде – с соответствующими реконструкциями – она рассмотрена нами ранее [15]).

Синтез структурных, магматических и сейсмических данных [15] в целом подтвердил разработанную Л. Жоливе и его коллегами [31, 32, 35 и др.] модель образования Японского моря как бассейна типа пулл-апарт (pull-apart basin), возникшего в режиме растяжения между синхронно проявившимися правосторонними сдвигами (Гото-Цусима и Татарским-Хидака), послужившими соответственно западным и восточным его ограничениями. Режим растяжения был индуцирован постепенно развивавшейся Индо-Евразийской коллизией. “Жесткое” столкновение около 43 млн. лет вызвало движение на север восточных блоков Евразийского континента и оформление между ними и Тихоокеанской плитой трансформной границы [15], сменившей меловую границу конвергентного типа (с соответствующим надсубдукционным окраинноконтинентальным магматизмом). С началом северонаправленного перемещения вос-

точных блоков Евразийского континента меловые левосторонние сдвиги в их пределах трансформировались в правосторонние и были дополнены многочисленными субмеридиональными сдвигами аналогичной кинематики [13, 15]. Обе кайнозойские системы сближенных сдвигов ныне отчетливо проявлены на территории Кореи (см. рис. 1) и Восточного Китая.

Данные глубоководного бурения [20, 23, 33, 44, 47] выявили главный этап максимального растяжения и окраинноморского спрединга в Японском море в интервале около 25–15 млн. лет (рис. 8). Однако этап предшествующего континентального растяжения по механизму пулл-апарт (см. рис. 8) непосредственно в пределах ложа Японского моря (весьма неоднородного, судя по сейсмическим данным, см. рис. 1) документирован слабо. Так же недостаточно охарактеризован и среднемиоценовый интервал развития этого моря. Для конца среднего и начала позднего миоцена установлены четкие признаки закрытия Японского моря, т.е. завершения его формирования в условиях интенсивного сжатия. Этот конечный этап эволюции собственно окраинного бассейна, когда в тектоническом и геодинамическом отношении он прекращает свое развитие, имеет ряд важных индикаторных признаков: завершение процесса спрединга и наращивания окраинноморской коры, амагматическая пауза и формирование структур сжатия. Следующий этап – позднемиоцен-голоценовый – следует квалифицировать как постокраинноморский (см. рис. 8), когда на фоне умеренного сжатия вдоль отдельных разломов происходили трещинные излияния щелочных лав. Ареалы этих лав широко проявлены не только в пределах завершившего свое формирование Японского моря, но и на обширной территории Восточного Китая, Кореи, а также на Японском микроконтиненте [9–11, 14, 41, 42, 51 и др.].

Информация по обрамляющим Японское море зонам континентального растяжения позволила не только расшифровать особенности их развития, но и восполнить отмеченные пробелы в реконструкции динамики этого моря. Бассейны Кильчу-Менчхон, Пхохан-Яннам и Симане в течение эоцена – среднего миоцена развивались как структуры пулл-апарт, маркируя на Востоке Азии участки растяжения в зонах многочисленных эшелонированных правосторонних сдвигов.

Грабен Кильчу-Менчхон, приуроченный к сдвигам северо-восточной ориентировки, представляет доказательство начала окраинноконтинентального растяжения востока Азии уже в позднем эоцене, когда на северном ограничении будущего Японского моря в зоне сдвига происходило погружение континентального блока и накопление наземных грубообломочных фаций. Последующее развитие в олигоцене этой структуры свя-



Этапы формирования Японского моря						Постокраинноморский этап
Структура пулл-апарта по правосторонним сдвигам					Структуры сжатия	
Континентальный рифтогенез			Окраинноморский спрединг		Закрытие моря	

Структуры западного обрамления Японского моря (Юго-Восточная Корея)

Растяжение по системе субмеридиональных правосторонних сдвигов				С ж а т и е	
Умеренное		Интенсивное в сочетании с вращением блоков по часовой стрелке		Интенсивное	Умеренное
Континентальный рифтогенез, формирование структуры пулл-апарат				Пострифтовый (посттрабеновый) этап	
		<i>Вулканическая зона Яннам</i>	<i>Грабен Пхохан</i>	Складки, блоковые структуры, инверсия сдвигов	Локальное растяжение по разломам
		<i>Наземные осадки</i>	<i>Морские осадки</i>		
		<i>Толетовая обогащенная серия</i>	<i>Дайки щелочных долеритов</i>		

Структуры северного обрамления Японского моря (Северо-Восточная Корея)

Растяжение по системе правосторонних сдвигов северо-восточной ориентировки				С ж а т и е	
Умеренное		Интенсивное		Интенсивное	Умеренное
Континентальный рифтогенез, формирование структуры пулл-апарат				Пострифтовый (посттрабеновый) этап	
<i>Грабен Кильчу-Менчхон</i>				Складки, блоковые структуры, инверсия сдвигов	Локальное растяжение по разломам
<i>Наземные грубообломочные осадки, угли</i>	<i>Наземные базальтоиды шононитовой серии</i>	<i>Морская трансгрессивная серия</i>	<i>Наземные грубообломочные осадки</i>		

Рис. 8. Схема корреляции этапов развития структур континентального растяжения и динамики эволюции Японского окраинного моря. Шкала геологического времени, по [26]

зывается с усилением растяжения континентальной коры, что доказывается поступлением на поверхность базальтоидов мантийного генезиса.

В грабене Пхохан-Яннам эоцен-олигоценый этап не оставил геологических свидетельств. Однако континентальный рифтогенез в рамках механизма пулл-апарта в это время был, несомненно, уже задействован на западной периферии будущего Японского моря. Это выразилось в правосторонних перемещениях по меридиональному сдвигу Гото-Цусима, в восточном крыле которого началось растяжение и погружение ложа Японского моря, включая ложе бассейна Уллын.

Согласно оценке мощности эоцен-олигоценых отложений керна скважин, пробуренных на юге этого бассейна, дно его к началу позднего олигоцена (к 28 млн. лет) было погружено на глубину около 1800 м [21]. Эти данные позволяют предположить, что правосторонние перемещения начались в эоцен-олигоценое время и по сопряженным с разломом Гото-Цусима сближенным сдвигам Янсан и Гампо-Хупо, что обусловило начало формирования между ними структуры растяжения Пхохан-Яннам.

Максимальное растяжение в пределах этой структуры приходится на ранний миоцен, когда

при формировании в интервале 22–16 млн. лет южного ее сегмента Яннам происходило накопление толеитов, химические свойства которых позволяют предполагать их генетическую связь с астеносферой. Согласно интерпретации результатов сейсмического профилирования, эти толеиты, слагающие верхнюю часть акустического фундамента, от края континента распространяются в пределах континентального склона, маркируя западную границу Японского моря. Высокая интенсивность на окраине континента раннемиоценового растяжения корреспондировалась с максимальной (в кайнозое) амплитудой правостороннего движения по сдвигу Гото-Цусима, по которому континентальный блок Юго-Западной Японии был перемещен на юг [31, 35]. Это вызвало процесс спрединга в Японском море, а на западном его обрамлении отразилось в дальнейшем формировании сопряженного с ним бассейна пулл-апарт Пхохан-Яннам, но гораздо меньшего масштаба. В бассейне Уллын этот интервал также коррелируется с интенсивным растяжением и утонением континентальной коры. Установлено [21], что к концу раннего миоцена ложе этого бассейна находилось уже на глубине 10 км. Раннемиоценовый интервал в бассейне Уллын связывается с возможным появлением мультизон спрединга [34] и формированием окраинноморской коры, что основано на обнаружении в акустическом фундаменте бассейна нескольких параллельных высокоскоростных (4.7 км/с) сейсмических слоев-отражателей, интерпретированных в качестве нижнемиоценовых базальтоидов [22].

Максимальное раскрытие Японского моря произошло на рубеже раннего – среднего миоцена (около 17–15 млн. лет), что сопровождалось излиянием в зонах спрединга деплетированных толеитов, наиболее близких к составам P-MORB [12, 14]. Эта обстановка была обусловлена вращением юго-западного блока микроконтинента Японии по часовой стрелке, что доказано палеомагнитными исследованиями [35, 46]. На западном обрамлении моря это событие нашло отражение в аналогичной ротации по часовой стрелке блоков вулканической зоны Яннам [36], что привело к интенсивной гидротермальной переработке и дроблению пород.

Дальнейшее, среднемиоценовое, развитие структуры пулл-апарт на континентальной окраине юго-восточной Кореи связывается со смещением участка проседания между сдвигами Янсан и Гампо на север, где возник ромбовидный в плане бассейн Пхохан (см. рис. 6). Трансгрессивное развитие этого бассейна протекало на фоне продолжавшегося (и завершавшегося) спрединга в Японском море (см. рис. 8). Почти полное отсутствие магматизма среднего миоцена в структуре Пхохан-Яннам свидетельствует о том, что растяжение здесь в это время уже не было столь интен-

сивным, как в раннем миоцене. Появившиеся в конце формирования бассейна Пхохан прибрежно-морские и наземные фации служат показателем начала сжатия, которое, видимо, распространялось и на смежный Японский бассейн.

Однако данные по грабену Симане южного обрамления Японского моря показывают, что здесь (в отличие от структуры Пхохан-Яннам) режим растяжения, напротив, нарастал от раннего миоцена к среднему. Накопление глубоководных сероцветных терригенных отложений грабена Симане на среднемиоценовом уровне дополнилось излияниями лав обогащенной толеитовой серии, имевших связь с мантийными глубинами [12]. Показательно, что этот свидетельствующий о значительном растяжении эпизод вулканизма в окраинноконтинентальном грабене коррелируется с проявлениями магматизма в интервале 17–11 млн. лет в осевой части бассейна Ямато [15, 30], где драгировками выявлены базальтоиды, обнаруживающие смешение деплетированных и обогащенных компонент [12]. Следовательно, в среднем миоцене спрединг в Японском море, хотя бы локально, еще продолжался.

Корреляция образований всех рассмотренных окраинноконтинентальных структур пулл-апарт показала, что наименьшее растяжение в миоцене испытало северное обрамление Японского моря. Хотя грабен Кильчу-Менчхон в течение раннего – среднего миоцена характеризовался значительным погружением в условиях возраставшей морской трансгрессии, однако мантийным магматизмом этот процесс (в отличие от других подобных структур) не сопровождался.

Синхронность динамики формирования Японского моря и обрамляющих его грабенов выразилась в практически одновременном (в конце среднего – позднем миоцене) проявлении в их пределах режима сжатия и в прекращении их развития как структур растяжения (см. рис. 8). Этот режим привел к формированию в пределах континентальных структур пулл-апарт складчато-блоковых дислокаций, к трансформации большинства правосторонних сдвигов в сбросы и взбросы и к оформлению поверхности структурного несогласия, отделившей деформированные нижне-среднемиоценовые образования от более молодых отложений конца позднего миоцена – голоцена; на этот же временной интервал приходится амагматическая пауза.

По существующим реконструкциям [31, 32, 35, 36 и др.], режим сжатия, приведший к прекращению спрединга в Японском море, в целом был обусловлен начавшимся около 12 млн. лет северонаправленным движением микроконтинента Японии, вызванным его коллизией с островной дугой Идзу-Бонин и другими структурами востока Филиппинской плиты [15]. В результате

движения на север блока Юго-Западной Японии правосторонний сдвиг Гото-Цусима был трансформирован в левосторонний [24, 36, 55]. При этом в южной части бассейна Уллын в интервале 12–10 млн. лет были сформированы складчато-блоковые дислокации [21].

Левосторонние перемещения по сдвигу Гото-Цусима обусловили ротацию против часовой стрелки континентальных блоков в пределах о-вов Гото и Цусима [36] и вызвали общий режим транспрессии на западном континентальном обрамлении закрывавшегося Японского моря. В результате интенсивного сжатия в конце среднего – начале позднего миоцена край континента и его склон были нарушены многочисленными сблизенными сбросами и взбросами (инверсия былых правосторонних сдвигов), превратившись в систему грабенов и горстов (см. рис. 7). Именно в это время возникла блоковая структура, осложнившая бассейны пулл-апарт юго-востока Кореи: зона Яннам оформилась как горст по отношению к опущенному по сбросам грабену Пхохан. Среднемиоценовые отложения последнего испытали при этом складчатость с формированием краевых чешуйчато-надвиговых дислокаций (см. рис. 7, профиль III-III'). Складчато-блоковые деформации в виде системы полуграбенов осложнили и зону Яннам.

Наземные исследования и сейсмопрофилирование выявили широкую протяженность на западном ограничении Японского моря поверхности структурного несогласия, оформившейся в позднем миоцене. Вместе с тем установлено несколько и более поздних импульсов усиления сжатия и соответствующих деформаций [55]. Один из таких импульсов маркируется эпизодом формирования на рубеже миоцена – плиоцена сопряженных горста Хупо и грабена Хупо (см. рис. 7); заполняющие последний осадки (сейсмический слой II) несогласно перекрывают слой I (предполагаемый средний миоцен) и носят синдеформационный характер [55].

В позднем миоцене режим сжатия проявился и на северном континентальном обрамлении Японского моря; этот режим был усилен здесь в связи с движением на восток восточных блоков Евразии. При этом северо-восточные правосторонние сдвиги, как и южнее, испытали инверсию, превратившись в сбросы и взбросы, по которым оформились, в частности, два сопряженных блока – грабен Кильчу-Менчон и горст Чхильбосан. Эоцен-миоценовая структура пулл-апарт Кильчу-Менчон на этом этапе интенсивного сжатия трансформировались в односторонний грабен, внутренняя структура которого осложнилась системой узких субпараллельных разновысотных блоков.

Режим сжатия во всем Китайско-Корейско-Японском регионе был ослаблен в плиоцен-голоценовое время, на постокраинноморском и постграбеновом этапе, когда вдоль некоторых разломов возникли локальные зоны растяжения, трансформировавшиеся излияниями лав щелочного состава.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Континентальный рифтогенез на востоке Евразийского континента был обусловлен заложением в кайнозой систем эшелонированных правосторонних сдвигов, сопровождавшихся локально проявленным режимом транстенсии. В связи с этим главными структурными формами континентального рифтогенеза этого времени стали бассейны типа пулл-апарт, различающиеся лишь размерами и степенью нарушенности континентальной коры. Показательно, что связанные со сдвигами впадины пулл-апарт как элементы, типичные для континентального рифтогенеза, установлены во многих древних и современных рифтах [5 и др.]. В терминологическом плане не совсем корректным является использование нами для подобных структур термина “грабен”, однако это объясняется, во-первых, существующими в публикациях традициями, а во-вторых, тем обстоятельством, что в ходе позднейшего блокового преобразования эти структуры действительно превратились в грабены, что характерно для их современного облика.

Рассматривая изложенную выше информацию в аспекте противопоставляемых в дискуссиях механизмов рифтогенеза – пассивного и активного [3, 5, 17, 18 и др.], следует признать, что кайнозойский континентальный рифтогенез на западной периферии Тихого океана протекал в рамках пассивной модели. Именно структурный контроль был определяющим при формировании на востоке Евразии бассейнов пулл-апарт с терригенным осадконакоплением и мантийным магматизмом, эпизоды проявления которого также зависели от степени растяжения коры по разломам. Осуществлявшие структурный контроль континентального рифтогенеза (и сопутствующего магматизма) системы сдвигов возникли как результат тектонического воздействия (экструзии) Индийской плиты на Евразийский континент [15, 25 и др.]. Таким образом, первичный фактор, обусловивший кайнозойский рифтогенез на Востоке Азии, несомненно, носил тектонический характер. Другое дело, что процесс Индо-Евразийской коллизии изначально был предопределен (впрочем, как и основные события всей плитной тектоники) глубинными (мантийными) причинами.

Кайнозойские структуры растяжения Востока Азии ранее рассматривались в качестве признаков и элементов начального континентального рифтогенеза, предшествующих образованию ок-

раинного бассейна. Однако корреляция континентальных структур пулл-апарт и Японского моря (см. рис. 8) выявила близкую продолжительность и синхронность этапов их развития, подчеркивающую единую тенденцию геодинамики. Во всех этих структурах установлено нарастание растяжения от эоцен-олигоценового интервала начального континентального рифтогенеза к раннемиоценовому этапу максимального растяжения, которому соответствует пик развития структур. Выше показано, что явления растяжения (в форме континентального рифтогенеза и образования окраинного моря) были предопределены плейт-тектоническими событиями глобального характера. Такие же общие причины (коллизия ряда структур востока Филиппинского моря с Японским микроконтинентом, а также встречное движение последнего с восточными блоками Евразии) вызвали обстановку сжатия и завершение развития всего ряда рассмотренных кайнозойских структур, независимо от степени их растяжения, после чего в их пределах установился постграбенный (или постокраинноморский) этап.

Появление и развитие в кайнозое зон окраинно-континентального рифтогенеза Востока Азии и Японского бассейна следует рассматривать в контексте развившейся здесь однотипной геодинамической обстановки – сочетания перемещения по сдвигам и сопутствующего растяжения. Степень интенсивности этих процессов предопределила характер генетически связанных с ними структур: либо со значительной нарушенностью, но без раздвига континентальной коры (Кильчу-Менчхон, Пхохан-Яннам, Симане), либо с явлениями спрединга и новообразования коры, близкой к океанической (Японское море).

О степени растяжения в пределах рассмотренных структур континентального рифтогенеза позволяет судить (наряду с другими факторами) характер приуроченного к ним магматизма, поскольку состав магматических пород (с определенной степенью условности) свидетельствует о глубинности их источников. Свойственный начальному, эоцен-олигоценовому, этапу континентального рифтогенеза базальтоидный магматизм шощонитовой серии (обнаруженный, в частности, в грабене Кильчу-Менчхон) служит показателем его связи с приповерхностными магмогенерирующими мантийными областями. Первые стадии умеренного растяжения коры привели здесь к активизации верхнемантийных литосферных источников, ранее претерпевших надсубдукционный метасоматоз в области мезозойско-континентальной границы Евразийской и Тихоокеанской плит [15]. Активизация этих реликтовых магматических очагов, придающих лавам известково-щелочные свойства (см. рис. 3), характерна для начального кайнозойского рифтогенеза не

только Корейско-Япономорского региона [15], но и всей восточной окраины Азии [25].

Индикатором усиления растяжения края континента в раннем миоцене служат проявления толеитов в зоне Яннам. Хотя они отчасти и несут еще известково-щелочные свойства, однако в наиболее основных разностях обнаруживают деплетированный состав, что сближает их с одновозрастными толеитами из зон Япономорского спрединга и позволяет предполагать функционирование на этой стадии максимального растяжения более глубокого, астеносферного, истощенного источника.

Сравнение состава магматических пород из разных структур континентального рифтогенеза дает возможность судить о степени растяжения в пределах каждой из них. С другой стороны, выявление закономерностей изменения состава этих весьма гетерогенных вулканитов в течение всего этого процесса позволяет использовать магматические породы определенного состава в качестве индикаторов тех или иных стадий рифтогенеза.

Что касается щелочных лав, широко проявившихся на постграбенном и постокраинноморском плиоцен-голоценовом этапе в обстановке локального умеренного растяжения (см. рис. 8), то этот вулканизм обогащенного типа в целом индифферентен по отношению к стадийности континентального рифтогенеза. Аналогичные щелочные вулканиты WPB типа (сходные также с обогащенными базальтами океанических островов – OIB) накапливались в Китае и на севере Кореи в начальную стадию кайнозойского континентального рифтогенеза, а признаки присутствия обогащенной компоненты в качестве примеси обнаружены почти в всех лавах остальных его стадий, усиливаясь по мере завершения миоценового интенсивного растяжения (и прекращения действия астеносферного источника). Изотопные свойства этих щелочных лав, близкие составу источника ЕМ1 (см. рис. 3), позволяют связывать их с нижнемантийным веществом [11, 12]. Интерпретация данных сейсмотомографии [7 и др.] свидетельствует о возможном приникновении нижнемантийного материала на приповерхностные уровни литосферной мантии в виде латеральных “послойных” плюмов, ответвляющихся от главного ствола мелового – кайнозойского Тихоокеанского нижнемантийного суперплюма [11].

ВЫВОДЫ

Наземное изучение кайнозойских структур континентального растяжения по периферии Японского моря в сочетании с петрологическими данными, а также с учетом предпринятых нами ранее геодинамических реконструкций [15] и опубликованных результатов сейсмопрофилиро-

вания и глубоководного бурения [1, 34 и др.] позволили сделать следующие выводы:

1. Кайнозойский континентальный рифтогенез на Востоке Азии (Китайско-Корейско-Япономорский регион) был обусловлен проявлением многочисленных правосторонних сдвигов северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, в зонах которых локально возникал режим растяжения. Типовыми структурами этой геодинамической обстановки являлись бассейны пулл-апарт, различающиеся масштабом и степенью растяжения (от окраинноконтинентальных бассейнов без раздвига коры до новообразования коры океанической при спрединге в окраинном бассейне).

2. Структуры кайнозойского континентального рифтогенеза по обрамлению Японского моря – Кильчу-Менчхон, Пхохан-Яннам, Симане – характеризуются близким формационным рядом. Начальному эоцен-олигоценному этапу соответствуют наземные грубообломочные отложения и базальтоиды шошонитовой серии (грабен Кильчу-Менчхон), сменяющиеся прослеженными во всех грабенах ниже-среднемиоценовыми морскими тонкообломочными породами, которые местами включают обогащенные толеиты (грабены Пхохан-Яннам, Симане). Завершение их формирования приходится на конец среднего – поздний миоцен, что маркируется появлением регрессивных фаций и развитием осложняющих складчато-блоковых дислокаций.

3. Корреляция образований Японского моря и обрамляющих структур окраинноконтинентального рифтогенеза выявила синхронность их развития и аналогичную тенденцию динамики: постепенное нарастание (начиная с позднего эоцена) режима растяжения, сменившегося максимумом растяжения в раннем и начале среднего миоцена, последующим – в конце среднего и в позднем миоцене – замыканием всех этих структур и переходом к постграбеновому (или постокраинноморскому) этапу. Генетическая общность зон континентального растяжения и Японского моря наиболее убедительно доказывается на примере западной его периферии: синхронно с раскрытием этого моря по сдвигам по механизму пулл-апарт на краю континента в той же системе сдвигов происходило формирование аналогичного типа структуры Пхохан-Яннам, но меньшего масштаба.

4. Выявленная изменчивость состава вулканических пород различных структур растяжения помогает судить о степени интенсивности этого режима в их пределах, а кроме того, позволяет использовать эти вулканы в качестве индикаторов определенных стадий континентального рифтогенеза. Так, начальным стадиям соответствуют базальтоиды с сильными известково-щелочными свойствами (активизация реликтовых очагов, претерпевших в прошлом флюидный метасоматоз),

тогда как стадии максимального растяжения сопровождаются относительно деплетированными толеитами (участие астеносферного источника).

5. Континентальный кайнозойский рифтогенез (с сопутствующими бассейнами пулл-апарт и мантийным магматизмом) на Востоке Азии протекал по модели пассивного механизма, поскольку определяющим в этом процессе явился структурный фактор, индуцированный глобальными плейт-тектоническими событиями.

Благодарности. Автор благодарен коллегам из Геологического института АН КНДР и Национального Университета Кингпок Республики Корея за организацию полевых работ в пределах п-ова Корея и особенно профессору К.Х. Чангу за активную поддержку исследований на юге п-ова Корея и о-вах Цусимского пролива. Автор признателен сотрудникам ГИН РАН П.И. Федорову и А.В. Федорчуку за плодотворное сотрудничество. Автор благодарен также член-корреспонденту РАН Н.А. Богданову и академику РАН В.Е. Хаину за поддержку исследований по данной тематике и обсуждение ряда проблем. Автор весьма признателен рецензентам доктору геолого-минералогических наук Е.А. Константиновской и кандидату геолого-минералогических наук М.Н. Шапиро за благожелательную и конструктивную критику.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты НШ-1980.2003.5, № 02-05-64365, № 04-05-64025, а также ФЦП “Мировой океан”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аносов Г.И., Сок Б.Ч., Аргентов В.В. и др.* Строение восточного шлейфа полуострова Корея по сейсмическим данным // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 3–16.
2. *Ахметьев М.А.* Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена внутропической Азии. М.: Наука, 1993. 663 с.
3. *Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 140 с.
4. Геология Кореи. Пхеньян: Изд-во книг на иностр. яз., 1993. 663 с.
5. *Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
6. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 250000 / Под ред. Н.А. Богданова и В.Е. Хаина. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
7. *Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А., Пушаровский Д.Ю., Руженцев С.В.* Глубинная тектоника Земли: строение, структурная асимметрия, геодинамика геосфер // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 88–99.
8. *Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В.* Корреляция позднекайнозойских тектонических событий в Байкальской рифтовой системе с событиями

- на юго-востоке Евразийской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25–40.
9. Федоров П.И., Филатова Н.И. Кайнозойский вулканизм Корейского региона // Геохимия. 2002. № 1. С. 3–29.
 10. Федорчук А.В., Филатова Н.И. Кайнозойский магматизм Северной Кореи и геодинамические обстановки его формирования // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 645–656.
 11. Филатова Н.И. Щелочной вулканизм восточной окраины Евразии как отражение Тихоокеанского суперплума // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 3. С. 378–384.
 12. Филатова Н.И. Эволюция магматизма Японского бассейна в сравнении с динамикой магматизма других окраинных морей // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 255–288.
 13. Филатова Н.И., Ким Зон Хи, Ким Хен Со. Тектоника Корейского полуострова // Изв. АН СССР. 1991. Сер. геол. № 6. С. 131–144.
 14. Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм зон растяжения континентальных окраин (на примере Корейско-Япономорского региона) // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 519–546.
 15. Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм Корейско-Японского региона и геодинамические обстановки его проявления // Геотектоника. 2003. № 1. С. 54–77.
 16. Филатова Н.И., Чанг К.Х. Позднемезозойские латеральные ряды обстановок осадконакопления Корейско-Японского региона // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 1. С. 100–104.
 17. Хаин В.Е. О взаимосвязи процессов, происходящих на границах литосферных плит // Геотектоника. 1995. № 2. С. 99–102.
 18. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
 19. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозое и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
 20. Allan J.F., Gordon M.P. Geochemistry of igneous rocks from legs 127 and 128, sea of Japan // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 905–929.
 21. Chough S.K., Barg E. Tectonic history of Ulleung basin margin, East Sea (Sea of Japan) // Geology. 1987. Vol. 15. P. 45–48.
 22. Chough S.K., Lee K.E. Multi-stage volcanism in the Ulleung back-arc basin, East Sea (Sea of Japan) // The Island Arc. 1992. № 1. P. 32–39.
 23. Cousens B.L., Allan J.F. A Pb, Sr, and Nd isotopic study of basaltic rocks from the Japan Sea, Legs 127/128 // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 805–818.
 24. Fabbri O., Charvet J., Fournier M. Alternate senses of displacement along the Tsushima fault system during the Neogene based on fracture analyses near the Western margin of the Japan Sea // Tectonophysics. 1996. Vol. 254. P. 275–295.
 25. Flower M., Tamaki K., Hoang N. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the Western Pacific // Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. Washington: AGU, 1998. P. 67–88.
 26. Gradstein F.M., Ogg J. A Phanerozoic time scale // Episodes. 1996. № 1–2. P. 3–5.
 27. Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90. № B2. P. 273–296.
 28. Hickey-Vargas R., Herget 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. Washington: AGU, 1995. P. 175–198.
 29. Honza E., Tamaki K., Ykassa M., Murakami F. Geologic map of the southern Japan Sea and Tsushima Strait. Scale 1 : 1000000. Geol. Survey of Japan: Tokyo, 1979.
 30. Iwamori H. Degree of melting and source composition of Cenozoic basalts in southwest Japan: evidence for mantle upwelling by flux melting // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1992. Vol. 97. № 47. P. 10983–10995.
 31. Jolivet L., Davy Ph., Cobbod P. Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India – Eurasia collision // Tectonics. 1990. Vol. 9. № 6. P. 1409–1419.
 32. Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics of the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan arc // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 1311–1332.
 33. Kaneoka I., Takigami Yu., Takaoka N. et al. ⁴⁰Ar–³⁹Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 819–836.
 34. Kim H.J., Jou H.T., Cho H.M., Bijwaard H. et al. Crustal structure of the continental margin of Korea in the East Sea (Japan Sea) from deep seismic sounding data: evidence for rifting affected by the hotter than normal mantle // Tectonophysics. 2003. Vol. 364. P. 25–42.
 35. Lallemand S., Cadet J.-P., Jolivet L. Geodynamic evolution of the Northeast Japan continental margins during Cenozoic times: new insights // Bull. Soc. Geol. France. 1987. Vol. 8. T. III. № 3. P. 499–509.
 36. Lee Y.S., Ishikawa N., Kim W.K. Paleomagnetism of Tertiary rocks on the Korean Peninsula: tectonic implications for the opening of the East Sea (Sea of Japan) // Tectonophysics. 1999. Vol. 304. P. 131–149.
 37. Lee Y.S., Poulet A. Le volcanisme Neogene de Pohang (SE Coree), nouvelles contraintes geochronologiques pour l'ouverture de la Mer du Japon // C. R. Acad. Sci. Paris, 1988. Vol. 307. Ser. II. P. 1405–1411.
 38. Ludwig W.J., Murauchi S., Houtz R.E. Sediments and structure of the Japan Sea // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. Vol. 86. P. 651–664.
 39. Miyake Y. Geochemistry of igneous rocks of Shimane Peninsula, formed within a Miocene back-arc rifting zone at the Japan Sea margin // Geochem. J. 1994. Vol. 28. P. 451–472.
 40. Morris P.A., Kagami H. Nd and Sr isotope systematics of Miocene to Holocene volcanic rocks from Southwest Japan: volcanism since the opening of the Sea of Japan // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 92. № B2. P. 335–346.
 41. Nakamura E., Campbell J.H., McCulloch M.T., Sun Sh.-S. Chemical geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan. Implications for the genesis of alkaline ba-

- salts in Japan, Korea and China // *Geoph. Res.* 1989. Vol. 94. № 84. P. 4634–4654.
42. Nakamura E., McCullough M.T., Campbell J.H. Chemical geodynamics in the back arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotopic compositions // *Tectonophysics.* 1990. Vol. 174. № 3–4. P. 207–233.
 43. Nakanishi I. Precursors to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan // *Tectonophysics.* 1980. Vol. 69. P. 1–35.
 44. Nohda S., Tatsumi Y., Yamashita Sh., Fujii T. Nd and Sr isotopic study of Leg 127 basalts: implications for the evolution of the Japan Sea back-arc basin // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 899–904.
 45. Okamura S., Arculus R.J., Martynov Yu.A. et al. Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from the Japan Sea region // *Geology.* 1998. Vol. 26. № 7. P. 619–622.
 46. Otofujii Y., Matsuda T. Amount of clockwise rotation of Southwest Japan fan shape opening of the southwestern part of the Japan Sea // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 85. № 78. P. 289–301.
 47. Pouclet A., Bellon H. Geochemistry and isotopic composition of volcanic rocks from the Yamato basin: hole 794D, Sea of Japan // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 779–789.
 48. Shimazu M., Kawano Y., Kagami H. Major and minor element compositions and Sr, Nd isotope ratios of basaltic rocks from the Pohang – Yangnam area, Korea // *J. Mineral. Petrol. Econom. Geol.* 1990. Vol. 85. № 9. P. 405–415.
 49. Song S., Lee H.K., Yun H. Petrogenesis of the Tertiary volcanic rocks from the southeastern part of Korea // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1997. Vol. 12. № 4. P. 43–56.
 50. Tamaki K., Suyehiro K., Allan S. et al. Tectonic synthesis and implications of the Japan Sea ODP drilling // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 1333–1350.
 51. Tatsumoto M., Nakamura Y. DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. Vol. 55. № 65. P. 3697–3708.
 52. Uto K., Takahashi E., Nakamura E., Kaneoka I. Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: geochemistry evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea // *Geochem. J.* 1994. Vol. 28. P. 431–449.
 53. Yoon S. Tectonic history of the Tertiary Pohang and Yangnam basins, Korea // *Essays Korea Geology.* 1986. Vol. 5. P. 637–644.
 54. Yoon S. Miocene-Pleistocene volcanism and tectonics in southern Korea and their relationship to the opening of the Japan Sea // *Tectonophysics.* 1997. Vol. 281. № 1–2. P. 53–70.
 55. Yoon S.H., Chough S.K. Regional strike-slip in the eastern continental margin of Korea and its tectonic implications for the evolution of Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan) // *GSA Bulletin.* 1995. Vol. 107. № 1. P. 83–97.
 56. Yun H. Emended stratigraphy of the Miocene formations in the Pohang Basin // *J. Paleont. Soc. Korea.* 1986. № 2. P. 54–69.
 57. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 14. № 2. P. 493–571.

*Рецензенты: М.Н. Шапиро,
Е.А. Константиновская*

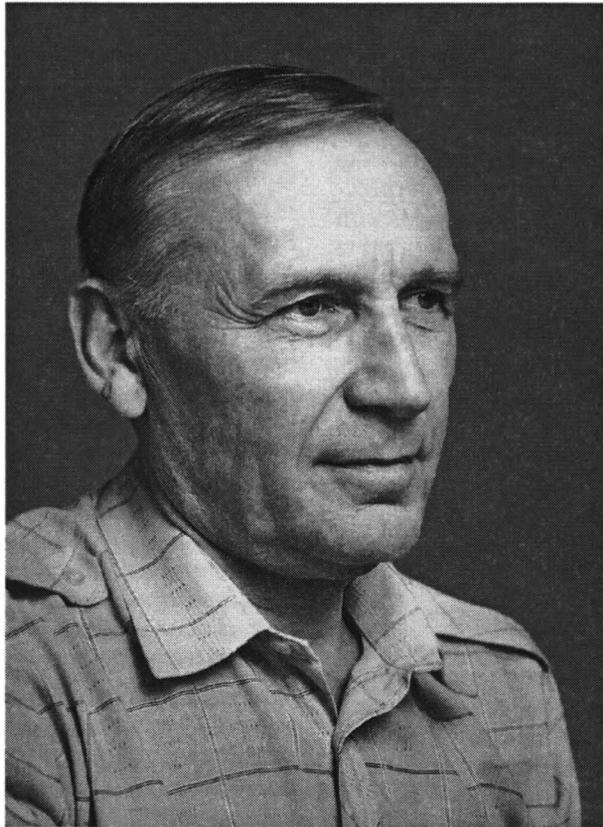
Cenozoic Extension Structures in the Continental Framework of the Japan Sea

N. I. Filatova

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

Abstract—The results of on-land studies of Cenozoic extension zones in Korea, petrologic investigations, as well as seismic profiling and deep-sea drilling confirmed a genetic similarity of extension structures of the continental margin and the adjacent Japan Sea. All of these structures may be regarded as pull-apart basins. Correlation of the structures in the Japan Sea and the framing structures of the marginal continental rifting revealed their synchronous evolution and a similar tendency in their dynamics. The extension, gradually increasing since the late Eocene, reached a maximum in the early–middle Miocene. The extension structures were closed in the middle–late Miocene giving way to the postgraben (post-marginal-sea) stage. The compositional variation of volcanic rocks in the extension structures testifies to the variable extension intensity, so that the volcanics may be used as indicators of the continental rifting stages. The Cenozoic continental rifting in the eastern Asia (China, Korea, and Japan Sea) was controlled by numerous NE and N–S dextral strike-slip faults accompanied by a local transtension. The pull-apart basins are typical structures of this geodynamic environment. The rate of extension varied from the marginal continental basins without pulling apart of the crust to the spreading in the marginal basin with formation of new oceanic crust. The data obtained indicate a passive character of the Cenozoic rifting in the Eastern Asia, i.e., support the crucial role of structural factor as a consequence of global plate-tectonic events.

К 70-ЛЕТИЮ ЮРИЯ ГЕОРГИЕВИЧА ЛЕОНОВА



15 ноября 2004 года исполняется 70 лет академику Юрию Георгиевичу Леонову – академику-секретарю Отделения наук о Земле РАН, директору Геологического института РАН, доктору геолого-минералогических наук.

Чрезвычайно широк спектр вопросов, где проявился выдающийся организаторский и научно-аналитический талант Ю.Г. Леонова.

Официально его трудовая и научная деятельность началась в 1957 году после окончания геологического факультета МГУ, хотя приобщаться к геологии он начал с детства, участвуя в экспедиционных работах, в том числе тех, которые проводил его отец – известный русский геолог, профессор МГУ Георгий Павлович Леонов. После Университета он поступил на работу во ВНИИГАЗ, где занимался изучением геологии Большого Кавказа. В составе группы геологов ВНИИГАЗ и МГУ (Н.В. Безносков, Н.В. Живаго, В.П. Казакова, Д.И. Панов) под идейным руководством Г.П. Леонова он участвовал в изучении страти-

графии юрских отложений. В результате работ этого коллектива была разработана принципиально новая стратиграфическая схема юрских отложений Северного Кавказа, которая явилась методической основой составления современных схем стратиграфии для всего Кавказа, сформированы представления о раннеальпийской тектонической зональности Большого Кавказа, обосновано представление о ведущей роли блоковой разрывной тектоники в структуре юрских отложений Центрального Кавказа, впервые решены многие другие важные вопросы развития региона. По результатам этих исследований Ю.Г. Леонов после окончания аспирантуры МГУ под руководством М.М. Москвина (1962–1964) защитил кандидатскую диссертацию “Нижнеюрские отложения восточной части Центрального Кавказа”.

В 1964–1970 гг. Ю.Г. Леонов работал в Институте физики Земли АН СССР в лаборатории тектонофизики, возглавляемой М.В. Гзовским, а с 1970 г. постоянно работает в Геологическом институте АН СССР (РАН). Его исследования

60–70-х годов были посвящены геологии памирско-афганской области и более общим проблемам тектоники Альпийского пояса, по которым был опубликован ряд работ, в том числе обобщающие статьи [1967, 1970 и др.].

Анализ тектоники различных регионов Мира позволил Ю.Г. Леонову впоследствии перейти к изучению проблемы глобальной корреляции тектонических процессов, а это привело к разработке концепции взаимодействия глобальных и региональных тектонических процессов и к подтверждению наличия глобальных эпох и фаз тектонической активности. В тесной взаимосвязи с этой проблемой изучались особенности процессов горообразования и их роль в фанерозойской тектонической истории континентов; результаты исследования отражены в крупных статьях и монографиях [1972, 1976, 1978, 1980]. Выполненные Ю.Г. Леоновым исследования легли в основу его докторской диссертационной работы “Корреляция и характерные особенности орогенных периодов и эпох тектогенеза (на примере среднего палеозоя и позднего кайнозоя)”, которую он защитил в 1979 г.

В научной и научно-организационной деятельности Ю.Г. Леонова в 80-е годы весьма существенное, если не основное, место занимала работа по составлению международных тектонических карт континентов и мира. В проводившихся исследованиях он выступал как автор, редактор и координатор работ международного авторского коллектива. Этот цикл работ осуществлен совместно с академиком В.Е. Хаиным. Результатом его явились такие крупные обобщения, как “Тектоническая карта мира, масштаб 1 : 45000000” (1984), Международная тектоническая карта мира, масштаб 1 : 15000000 (1984) и объяснительная записка к ней в виде монографии “Тектоника континентов и океанов” (под редакцией Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина, 1988); Международная тектоническая карта Европы, масштаб 1 : 5000000 (редакторы Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин, 1998).

Важным направлением научной деятельности Юрия Георгиевича, где проявился его талант организатора и ученого, стала внутриплитная тектоника и новейшая геодинамика платформ и складчатых поясов. После того, как он возглавил лабораторию тектоники платформ ГИНа (1989 г.), к исследованиям по этой тематике был привлечен широкий круг специалистов – не только из Геологического института РАН, но и из других организаций. Публиковавшиеся результаты этих исследований пробудили у геологов большой интерес к проблемам тектоники платформ (в том числе новейшей), что проявилось в заметном росте количества статей, посвященных этой проблеме и в проведении ряда представительных тематических совещаний.

В серии фундаментальных статей, опубликованных в “Геотектонике” [1991, 1994, 1995; Леонов и др., 2001] Ю.Г. Леоновым были рассмотрены принципиальные вопросы внутриплитной тектоники, в том числе и такие, которым ранее не придавалось особого значения. Обобщение Ю.Г. Леоновым данных о новейших и современных напряжениях внутри северо-западной части Евразийской плиты показало значительную роль их горизонтальной компоненты. Впервые (с мобилистических позиций) был поставлен вопрос о природе внутриплитных швов типа современного Урала, которые контролируют распределение современных напряжений и являются фактором, понижающим степень монолитности литосферных плит [Леонов, 1995].

Для исследования связи внутриплитных деформаций с процессами, происходящими на активных межплитных границах, в середине 90-х годов по инициативе Ю.Г. Леонова и под его руководством был создан творческий коллектив, состоящий из сотрудников ГИНа и МГУ (О.И. Гуценко, М.Л. Копп, Л.М. Расцветаев и др.). Проводившееся им изучение Скифской плиты и юго-востока Русской плиты позволило получить принципиально новые данные о характере распределения в пространстве новейших напряжений, деформаций и горизонтальных перемещений, о последовательности сменяющих друг друга во времени и пространстве фаз деформаций.

Несомненные заслуги Ю.Г. Леонова в развитии теории внутриплитной тектоники и геодинамики естественным образом привели к тому, что он стал лидером, главой научной школы “Ключевые проблемы внутриплитной тектоники и геодинамики”. Одним из важных направлений деятельности школы является разработка учения об осадочных бассейнах. Заметным событием здесь стала публикация в 2004 году крупной монографии “Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция”, написанной коллективом ведущих в этой области специалистов. Ю.Г. Леонов являлся идейным вдохновителем работы, создателем творческого коллектива, одним из основных авторов монографии и ее научным редактором.

В разное время Ю.Г. Леонов возглавлял геологические работы в Сирии, занимаясь обобщением материалов по тектонике и составлением “Тектонической карты Сирии”, руководил проектами РФФИ по решению проблем внутриплитной тектоники, а также проектом по выяснению причин колебаний уровня Каспийского моря государственной программы “Глобальные изменения природной среды и климата”.

Научные достижения Ю.Г. Леонова, полученные при разработке проблем геологии, региональной и теоретической тектоники, составлении тектонических карт материков и всего мира, по-

лучили высокую оценку. В декабре 1991 г. на первых выборах в Российскую академию наук Ю.Г. Леонов избран членом-корреспондентом РАН, а 29 мая 1997 г. он стал действительным членом РАН по ОГГГГН РАН (геология, тектоника).

С 1991 г. Ю.Г. Леонов работал в должности заместителя академика-секретаря ОГГГГН РАН по научно-организационным вопросам, а с 2003 г. является академиком-секретарем Отделения наук о Земле (ОНЗ) РАН.

В 1994 году Ю.Г. Леонов был избран директором Геологического института РАН. В это непростое для отечественной науки время Ю.Г. Леонов сумел сохранить творческий коллектив Института, важнейшие направления его деятельности. Решение многих вопросов жизнедеятельности Института напрямую зависит от объемов его финансирования, и Ю.Г. Леонову пришлось вплотную заниматься этой проблемой. Он умело распределял и использовал те весьма ограниченные средства, которые централизованно выделялись институту, изыскивал дополнительные источники финансирования. Благодаря его организационному таланту Институт смог пережить самое сложное в своей истории время с минимальными потерями.

Помимо научной работы и многотрудной деятельности на посту академика-секретаря ОНЗ РАН Ю.Г. Леонов выполняет ряд других научно-организационных обязанностей, являясь председателем Межведомственного тектонического комитета ОНЗ РАН, заместителем председателя Комиссии по международным тектоническим картам (в период 1983–1998 гг.), председателем Секции литературы по наукам о Земле Научно-издательского совета РАН, членом редколлегий

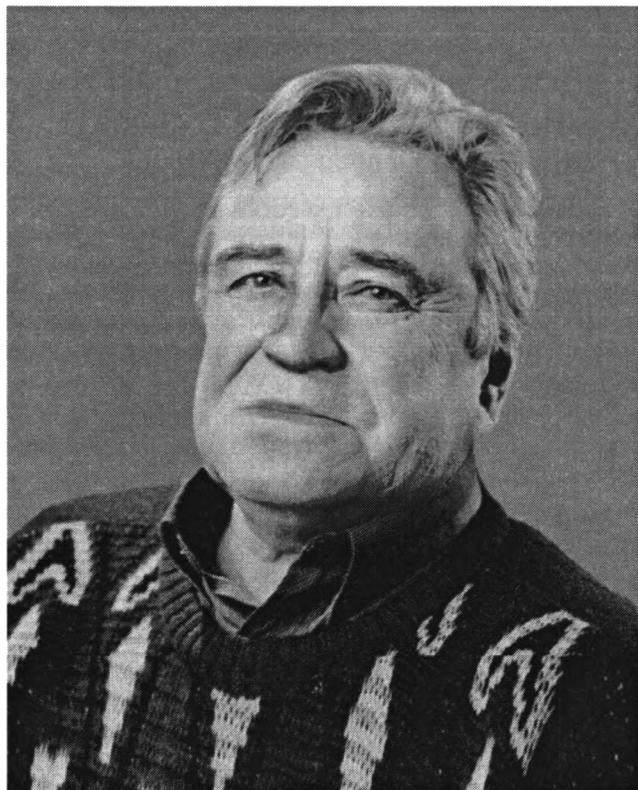
журналов “Геотектоника”, “Литосфера”, “Региональная геология и металлогения”, “Acta geologica Sinica”. Он входит в Совет федеральной целевой программы “Государственная поддержка интеграции высшего образования и фундаментальной науки”, а также в ряд ученых советов и комиссий. С 1999 по 2003 г. он возглавлял Экспертный совет по наукам о Земле Высшей аттестационной комиссии (ВАК). В марте 1995 г. Ю.Г. Леонов избран действительным членом Академии естественных наук Российской Федерации (АЕН РФ), а несколько позже – действительным членом Академии Горных наук и почетным академиком Международной академии наук экологии, безопасности человека и природы (МАНЭБ).

Ю.Г. Леонов широко известен за рубежом, он – президент Подкомиссии тектонических карт и член бюро Комиссии геологической карты Мира при Международном союзе геологических наук. Имеет правительственные награды: орден Почета (1999 г.) и медали. Награжден Бронзовой и Серебряной медалями ВДНХ СССР соответственно: за “Международную тектоническую карту Европы” (1980 г.) и “Международную тектоническую карту Мира” (1984 г.).

Свой юбилей Ю.Г. Леонов встречает в расцвете творческих сил. Друзья и коллеги Ю.Г. Леонова сердечно поздравляют его с юбилеем и желают ему крепкого здоровья и творческого долголетия.

*Редколлегия журнала “Геотектоника”,
сотрудники Геологического института РАН,
Межведомственный тектонический комитет*

ПАМЯТИ АНДРЕЯ СТЕПАНОВИЧА ПЕРФИЛЬЕВА (1932–2004)



Российская геологическая наука понесла тяжелую утрату. 4 июля 2004 г. после тяжелой продолжительной болезни скончался Андрей Степанович Перфильев – действительный член Российской Академии естественных наук, главный научный сотрудник ГИН РАН, профессор, доктор геолого-минералогических наук. Вся его научная деятельность была связана с Геологическим институтом РАН, в котором он начал работать в 1955 г. сразу по окончании геологического факультета МГУ.

Пройдя тектоническую школу ГИНа, Андрей Степанович вырос в крупного исследователя геологии и тектоники Урала. Обе его диссертации (кандидатская и докторская) были посвящены проблеме тектонического развития этого крупнейшего складчатого сооружения. Обоснованные в них научные выводы получили широкое признание и не потеряли своего значения до сих пор.

Начиная с 70-х годов основным объектом научных интересов Андрея Степановича стали палеозойды Центральной Азии. Особенно большой вклад им был сделан в изучение геологии и тектоники Монголии, что нашло отражение в изданной в 1977 г. Тектонической карте МНР и объяснительной записке к ней.

После этого в научном творчестве Андрея Степановича наступил период глобальных обобщений, связанный с составлением коллективом тектонистов ГИНа Тектонической карты Северной Евразии. Он являлся членом редколлегии этой карты и одним из наиболее активных разработчиков научных принципов ее построения. За совокупность работ по тектонике Урала и Центральной Азии Президиум АН СССР присудил А.С. Перфильеву премию имени Н.С. Шатского.

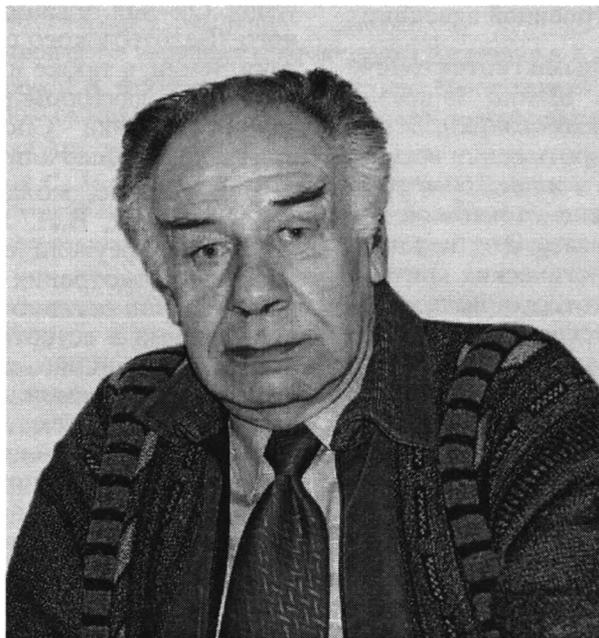
С начала 90-х годов Андрей Степанович резко меняет объект своих исследований. Он начинает заниматься тектоникой дна Атлантического океана. Участие в геологических экспедициях в Исландии, рейсах НИС “Академик Страхов” привело его к расшифровке важнейших структурных элементов Атлантики, особенностей геодинамики и магматизма ее коры.

Другим важным этапом в научном творчестве явилось участие в разработке учения о тектонической расчлененности литосферы. За эту работу в составе коллектива тектонистов ГИН РАН в 1995 г. он был удостоен Государственной премии Российской Федерации.

Выступления Андрея Степановича на заседаниях Ученого совета ГИНа, на различных совещаниях и семинарах, а также на редколлегии журнала “Геотектоника”, членом которой он был многие годы, были всегда содержательны и интересны. А.С. Перфильевым опубликовано более 120 работ, в том числе несколько монографий. Выдающиеся способности Андрея Степановича как ученого сочетались с такими его качествами, как тактичность и доброжелательность ко всем, кто с ним сталкивался по работе. Ушел из жизни талантливый ученый и замечательный геолог, память о котором навсегда останется в наших сердцах.

Редколлегия журнала “Геотектоника”

ВИКТОР НИКОЛАЕВИЧ ШОЛПО (1931–2004)



5 сентября 2004 г. на 73 году ушел из жизни главный научный сотрудник Института физики Земли РАН, доктор геолого-минералогических наук, член редколлегии журнала “Геотектоника” Виктор Николаевич Шолпо. Практически сразу после окончания Московского геолого-разведочного института с 1 марта 1956 г. и до конца своей жизни В.Н. Шолпо работал в Институте физики Земли, пройдя путь от старшего лаборанта до заведующего лабораторией и главного научного сотрудника.

Волею судеб Виктор Николаевич начал свою научную деятельность в отделе В.В. Белоусова, в котором в то время работал ряд известных геологов, в том числе Б.А. Петрушевский, Ю.М. Шейнманн, И.В. Кириллова, А.А. Сорский и другие. Это определяло общую творческую и взыскательную атмосферу в коллективе, в котором В.Н. Шолпо прошел прекрасную школу полевых исследований и теоретического осмысления полученного материала. Его научное мировоззрение формировалось под воздействием выдающегося геолога-тектониста XX века В.В. Белоусова. В.Н. Шолпо смолоду усвоил главные уроки школы Белоусова, который учил прежде всего видеть факты, относиться с уважением к эмпирическим

обобщениям и любую, сколь бы она ни была соблазнительной, гипотезу проверять фактическим материалом, и он был им верен на протяжении всей жизни.

Первый этап научной деятельности В.Н. Шолпо был связан с изучением типов и характера складчатости Восточного Кавказа. Он пришел к выводу о пространственной зональности складчатых форм, заключающейся в приуроченности наиболее интенсивных деформаций к осевой зоне и последовательной их смене все более простыми формами к периферии складчатой области. Полученные результаты легли в основу кандидатской диссертации “Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана”, которую В.Н. Шолпо защитил в 1963 г.

Дальнейшее изучение структурных особенностей и эволюции Большого Кавказа позволило В.Н. Шолпо сформулировать свое видение основных закономерностей его строения и развития. В качестве движущего фактора процесса горообразования В.Н. Шолпо рассматривал концепцию адвекции. Эти представления суммированы в его докторской диссертации “Альпийская геодинамика Большого Кавказа”, защищенной в 1981 г.

Постепенно география исследований В.Н. Шолпо расширялась, в сферу его научных интересов вовлекались и другие части Альпийского складчатого пояса. Анализ строения и эволюции Средиземноморского подвижного пояса (Большой Кавказ, Альпы, Апеннины, Копетдаг, Балканы) привел его к выводам о закономерностях общей структуры подвижных поясов и сопоставить их формирование с разными стадиями развития многоярусной иерархически построенной адвекции.

Параллельно с региональными геотектоническими исследованиями В.Н. Шолпо занимался разработкой вопросов сейсмотектоники, темой, которая станет сквозной на протяжении всей его научной деятельности. Еще в конце 60-х годов В.Н. Шолпо включается в сейсмотектонические работы применительно к Кавказу. Это был период поиска и осмысления геологических критериев сейсмичности, важность которых показало, в частности, сильное Дагестанское землетрясение 1970 г. Здесь практически сразу оказался востребованным наработанный В.Н. Шолпо опыт познания детальной структуры сейсмоактивного региона. В.Н. Шолпо станет со временем одним из ведущих сейсмотектонистов страны, внесшим заметный вклад в поиски, обоснование геологических критериев сейсмичности при оценке сейсмической опасности различных территорий. Он принимал участие в составлении методических руководств по составлению карт сейсмического районирования, ему принадлежит ряд статей по выделению сейсмоопасных зон и оценке максимальной магнитуды на основании геотектонического подхода для районов Северной Италии, Чехословакии, Венгрии, Румынии и в целом для Карпатско-Балканского региона. Он был одним из ведущих специалистов реализации сейсмического проекта ЮНЕСКО и участвовал в составлении карты сейсмического районирования Болгарии (1982). Последние практические сейсмотектонические работы В.Н. Шолпо были связаны с оценкой сейсмической опасности атомной станции “Бушер” в Иране уже в конце прошлого – начале нынешнего веков.

С середины 80-х годов прошлого века интересы В.Н. Шолпо выходят за рамки региональных проблем и все больше смещаются в сторону изучения общих закономерностей устройства Земли. “Геологу нужна вся Земля” – эти слова А.Д. Архангельского как нельзя лучше характеризуют диапазон творческих интересов В.Н. Шолпо в последние два десятилетия. Название уже первой работы, посвященной этим вопросам, – “Структура Земли: упорядоченность или беспорядок?” – выразительно характеризует направление мыслей и поиска автора. Он был сторонником упорядоченного строения Земли и в своих работах приводил многообразные на этот счет аргументы.

Нельзя не упомянуть о большой организаторской работе В.Н. Шолпо, связанной с бережным хранением памяти о его учителе В.В. Белоусове. В жестких условиях начала девяностых годов исключительно усилиями Виктора Николаевича была изыскана возможность для издания монографии В.В. Белоусова “История геологических исследований до XVIII века” и несколько позже сборника воспоминаний, посвященных В.В. Белоусову. Он был организатором ежегодного научного “Белоусовского семинара” в Институте физики Земли, а также инициатором составления и главным редактором получившего широкий резонанс сборника “Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы”.

В последние, может быть наиболее плодотворные годы, В.Н. Шолпо вышел на новый, можно без преувеличения сказать философский уровень рассмотрения и понимания проблем геодинамики. Он активно интересовался новыми направлениями в естественных науках – нелинейной геодинамикой, синергетикой, принципами фрактальности, имеющими дело со сложно организованными системами, к которым относится и наша планета и опубликовал ряд интересных статей в этом направлении. Введение в научный методологический арсенал представлений из этих недавно возникших дисциплин позволило ему с новых позиций взглянуть на проблемы устройства нашей планеты, которое является результатом сложного сочетания разнонаправленных процессов организации и самоорганизации вещества, сопровождающихся выделением и поглощением энергии и выражающихся в периодическом возникновении как порядка, так и хаоса в строении Земли. С этих же позиций В.Н. Шолпо проанализировал модель механизма адвекции, предложенного еще в 60-е годы. Эта модель, по его мнению, вписывается в понятия диалектического взаимодействия самоорганизующихся и организующихся, энтропийных и антиэнтропийных процессов, направленных на создание упорядоченности структуры земной коры на различных иерархических уровнях. С этой точки зрения процессы структурообразования в земной коре и в литосфере он рассматривал как сложные нелинейные процессы, происходящие в многофазной среде в меняющихся термодинамических условиях. В соединении этих направлений с результатами традиционных исследований В.Н. Шолпо усматривал залог будущего прогресса в построении общей теории Земли.

Виктор Николаевич был удивительно гармоничным, уравновешенным, доброжелательным и светлым человеком.

Его деятельность в редколлегии была активной и плодотворной, высоко ценимой коллегами. Память о нем навсегда сохранится в наших сердцах.

Редколлегия

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА “ГЕОТЕКТОНИКА” ЗА 2004 ГОД

	№	С.
<i>Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Старчик Т.А.</i> Корреляция позднепалеозойских тектонических событий в бассейнах юго-западной окраины Восточно-Европейского кратона и его обрамления	1	51–62
<i>Архипова Е.В.</i> О возможной связи вариаций сейсмичности Анатолии и Карпат	2	73–77
<i>Баженов М.Л., Миколайчук А.В.</i> Формирование структуры Центральной Азии к северу от Тибета в кайнозое: синтез палеомагнитных и геологических данных	5	68–84
Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана	3	13–30
<i>Борняков С.А., Гладков А.С., Матросов В.А., Адамович А.Н., Клепиков В.А.</i> Нелинейная динамика разломообразования по результатам физического моделирования	5	85–95
<i>Верниковский В.А.</i> 37-е тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета	4	93–96
<i>Виноградов В.И.</i> Значение модельного Sm-Nd возраста в расшифровке геологической истории планеты	1	87–94
<i>Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В.</i> Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков	1	3–20
<i>Ершов А.В., Никишин А.М.</i> Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона	2	55–72
<i>Жаров А.Э.</i> Аккреционная тектоника и геодинамика Южного Сахалина	4	45–63
<i>Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И.</i> О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении	6	33–48
<i>Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К.</i> Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка)	4	64–90
<i>Коган Л.И., [Маловицкий Я.П.], Мурзин Р.Р.</i> Глубинное строение Восточно-Баренцевской мегавпадины по данным широкоугольного глубинного сейсмического профилирования	3	79–94
<i>Крапивнер Р.Б.</i> Происхождение Самаровских дислокаций в низовьях Иртыша (Западная Сибирь)	5	53–67
<i>Леонов М.Г.</i> Онежская мульда и Мичиганский бассейн: сравнительная геодинамика и образование внутриплитных отрицательных морфоструктур	3	31–54
<i>Миц М.В., Берзин Р.Г., Андрющенко Ю.Н., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Кониллов А.Н., Ступак В.М., Сулейманов А.К.</i> Глубинное строение Карельского кратона вдоль геотраверса 1-ЕВ	5	10–25
<i>Миц М.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Кониллов А.Н., Злобин В.Л., Каулина Т.В.</i> Глубинное строение раннедокембрийской коры Карельского кратона, юго-восток Фенноскандинавского щита: результаты исследований вдоль профиля МОГТ 4В	2	10–29
Моралев В.М. , <i>Самсонов М.Д.</i> Тектоническая интерпретация петрохимических характеристик протерозойских и палеозойских щелочных пород Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря)	2	30–41
<i>Морозов Ю.А.</i> Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей	1	21–50
<i>Пейве А.А.</i> “Сухой” спрединг океанической коры, тектоно-геодинамические аспекты	6	3–18
<i>Пискарев А.Л.</i> Строение фундамента Евразийского бассейна и центральных хребтов Северного Ледовитого океана	6	49–66
<i>Поляк Б.Г.</i> Спрединг и рифтогенез – изотопно-гелиевая специфика	6	19–32
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Движущиеся континенты	3	3–12
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Некоторые современные проблемы тектоники Земли	5	3–9

	№	С.
<i>Руженцев С.В., Самыгин С.Г.</i> Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала	4	20–44
<i>Савельева Г.Н.</i> Строение области перехода мантия–кора в современных и древних центрах спрединга (Центральная Атлантика и Полярный Урал)	4	3–19
<i>Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Парфеевец А.В., Аржанникова А.В., Лухнев А.В.</i> Позднекайнозойское напряженное состояние земной коры Прихубсугуля (Северная Монголия) по натурным и экспериментальным данным	2	78–90
<i>Сухов А.Н., Богданов Н.А., Чехович В.Д.</i> Геодинамика и палеогеография северо-западного обрамления Тихого океана в позднем мелу	1	73–86
<i>Туголесов Д.А.</i> Новый выдающийся труд по истории становления и развития геологической науки в России (Ю.Я. Соловьев, З.А. Бессуднова, Л.Т. Преждедкая. Отечественные действительные и почетные члены Российской академии наук. XVIII–XX вв. Геология и горные науки)	2	91–94
<i>Филатова Н.И.</i> Кайнозойские структуры растяжения в континентальном обрамлении Японского моря	6	67–88
<i>Хаин В.Е.</i> Важный вклад в изучение геодинамической эволюции Центральной Евразии	4	91–92
<i>Хаин В.Е.</i> Мой путь в тектонике	2	5–9
<i>Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г.</i> Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины	1	63–72
<i>Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., [Певзнер Л.А.], Савельева Г.Н.</i> Тепловое поле и термическая модель литосферы Урала (в связи с бурением сверхглубокой скважины СГ-4)	2	42–54
<i>Шипилов Э.В.</i> К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования	5	26–52
<i>Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.</i> О взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов в новейшей геологической истории юго-западной части Байкальской рифтовой зоны	3	55–78
Гарецкий Радим Гаврилович (к 75-летию со дня рождения)	1	95–96
Виктор Ефимович Хаин (90 лет со дня рождения)	2	3–4
Правила представления статей в журнал “Геотектоника”	2	95–96
Никита Алексеевич Богданов (1931–2003)	3	95–96
Юбилей Александра Александровича Моссаковского	5	96
К 70-летию Юрия Георгиевича Леонова	6	89–91
Памяти Андрея Степановича Перфильева (1932–2004)	6	92
Виктор Николаевич Шолпо (1931–2004)	6	93–94
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2004 год	6	95–96

УТОЧНЕНИЕ

Автор этих строк в некоторых своих публикациях об истории Тектонических совещаний в нашей стране писал, что первое Тектоническое совещание состоялось в Москве в 1948 г., а второе – в г. Душанбе в 1962 г. В действительности второе Всесоюзное совещание происходило в 1954 г. и проводилось на Кавказе в гг. Баку, Ереване и Тбилиси. Вместе с экскурсиями оно заняло 16 дней (14–30.IX). В нем приняли участие многие ведущие тектонисты тех лет: А.В. Пейве, А.Л. Яншин, М.В. Муратов, Е.В. Хаин, Н.А. Штрейс, Б.А. Петрушевский, В.П. Ренгартен, С.В. Обручев, О.С. Вялов, К.Н. Паффенгольц и ряд других известных геологов.

Сообщаемые здесь данные получены автором от Д.А. Туголесова, принимавшего участие в этом совещании. К сожалению, в доступных мне архивных материалах никаких сведений об этом совещании не имелось, что и послужило причиной неточности.

Ю. М. Пуцаровский

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 Всероссийского 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*