

Солнц

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 1996

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

M

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 1996 Ноябрь–Декабрь

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

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия

**Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, А.В. Чекунов (Украина), В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин**

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).

**A.A. Mossakovsky – Coeditor
V.S. Burtman – Secretary**

Editorial board

**E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain,
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky,
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin**

"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**

Научные редакторы **Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков**

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва
Издательство "Наука"
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1996 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 1996

| | |
|--|----|
| К восьмидесятилетию Ю.М. Пушаровского | 3 |
| Происхождение крупных разломных зон, сдвигающих Срединно-Атлантический хребет <i>Э. Бонатти</i> | 5 |
| Разломные структуры района хребта 90° (Индийский океан) <i>А. И. Пилипенко</i> | 17 |
| Размышления о нелинейной геодинамике <i>В. Н. Шолто</i> | 29 |
| Геотектоника на новом переломе своего развития <i>В. Е. Хаин</i> | 38 |
| Поиск в тектонике продолжается <i>Ю. М. Пушаровский</i> | 43 |
| Мунилканский офиолитовый комплекс хребта Черского (Северо-Восток Азии) <i>В. С. Оксман, С. А. Куренков</i> | 44 |
| Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы <i>Р. Г. Гарецкий, И. В. Данкевич, Г. И. Каратаев</i> | 58 |
| Террейны Корякского нагорья <i>С. Д. Соколов, С. Г. Бялобжеский</i> | 68 |
| Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского Эндербитового купола (Алданский щит) <i>М. З. Глуховский, В. М. Моралев</i> | 81 |
| Авторский указатель за 1996 г. | 94 |

Contents

No. 6, 1996

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

| | |
|--|----|
| On the 80th Birthday of Yuri M. Pushcharovsky | 3 |
| Origin of the Large Fracture Zones Offsetting the Mid-Atlantic Ridge <i>E. Bonatti</i> | 5 |
| Fracture Zones of the Ninetyeast Ridge Area, Indian Ocean <i>A. I. Pilipenko</i> | 17 |
| Consideration of Nonlinear Geodynamics <i>V. N. Sholpo</i> | 29 |
| Geotectonics at a New Turning Point <i>V. E. Khain</i> | 38 |
| Search in Tectonics is in Progress <i>Yu. M. Pushcharovskii</i> | 43 |
| The Munilkan Ophiolite Complex, Cherskogo Range, Northeastern Asia <i>V. S. Oksman and S. A. Kurenkov</i> | 44 |
| Asthenosphere of the Western East European Craton <i>R. G. Garetskii, I. V. Dankevich, and G. I. Karataev</i> | 58 |
| Terranes of the Koryak Highland, Northeastern Russia <i>S. D. Sokolov and S. G. Byalobzheskii</i> | 68 |
| Early Precambrian Plume Tectonics: Evidence from the Sunnagin Enderbite Dome, Aldan Shield <i>M. Z. Glukhovskii and V. M. Moralev</i> | 81 |



W. Myasnikov

К ВОСЬМИДЕСЯТИЛЕТИЮ Ю.М. ПУЩАРОВСКОГО

31 декабря 1996 г. исполняется 80 лет выдающемуся российскому ученому-тектонисту, академику Юрию Михайловичу Пуцаровскому – главному редактору журнала “Геотектоника”. Этот единственный в России научный журнал, освещающий самые различные проблемы тектоники как теоретические, так и региональные, был основан в 1965 г. и с тех пор Ю.М. Пуцаровский является бессменным членом его редколлегии, с 1973 г. – заместителем главного редактора, а с 1983 г. и поныне – главным редактором этого журнала. За прошедшие тридцать с лишним лет существования журнала “Геотектоника” Ю.М. Пуцаровский отдал много творческих сил для его становления, а затем и превращения в авторитетное научное издание, которое переводится на английский язык и публикуется в США Американским Геофизическим Союзом на протяжении последних 20 лет.

Выражением признания огромных заслуг Ю.М. Пуцаровского перед журналом “Геотектоника” и его выдающегося творческого вклада в постановку и разработку крупнейших тектонических проблем таких как концепция нелинейной геодинамики, глубинные неоднородности Земли и их влияние на развитие структур земной коры, мобилистская концепция тектонической расчлененности литосферы, удостоенная в 1995 г. Государственной премии России, сравнительная тектоника Атлантического, Индийского и Тихого океанов и многие другие (здесь упоминаются лишь разработки последних лет) является решение редакционной коллегии посвятить Ю.М. Пуцаровскому данный номер журнала, по времени выхода совпадающий с его юбилейной датой.

Редколлегия журнала поздравляет Ю.М. Пуцаровского со славным юбилеем и присуждением золотой медали имени А.П. Карпинского, одной из главных научных наград Российской академии наук, и желает ему сохранить на многие годы здоровье и свойственную ему неукротимую творческую энергию – залог новых научных достижений.

УДК 551.242.2(261/264)

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРУПНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН, СМЕЩАЮЩИХ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

© 1996 г. Э. Бонатти

Институт геологии моря, Болонья, Италия

Поступила в редакцию 27.XI.1995 г.

Некоторые крупные разломные зоны, смещающие Срединно-Атлантический хребет (САХ), прослеживаются через всю Атлантику от Америки до Европы и Африки. В ряде случаев они смещают континентальную береговую линию, так как они существовали как трансформные границы между континентами уже во время начального раздвига континентов. Т. Уилсон [46] предположил, что инициальные трансформные разломы развивались в расходящемся континенте вдоль ранее существовавших “ослабленных зон”. В настоящей статье рассматриваются условия, определяющие формирование и распределение этих крупных инициальных трансформных зон, а также особенности самих уилсоновских “ослабленных зон”.

Крупные (>200 км) смещения и разломные зоны распределены не хаотично вдоль САХ, а сгруппированы в экваториальном районе, там, где разломы Сан-Паулу, Романш и Чейн смещают САХ почти на 1700 км. Главные инициальные разломные зоны наблюдаются также в районе 50–55° с.ш. (система Чарли–Гиббс) и 45–50° ю.ш. (Агульяс–Фолклендская система). Все эти разломные зоны могут быть прослежены до смещенных континентальных окраин.

Современный рельеф САХ, сейсмическая томография и составы базальтов и перидотитов указывают на термальный минимум в экваториальной верхней мантии с минимумами второго порядка в районе 50–55° с.ш. и, возможно, в районе 45–50° ю.ш. Таким образом, крупные разломные зоны связаны с мантийным термальным минимумом. Эти температурные аномалии не могут быть объяснены только эффектом “холодной границы трансформного разлома”. Предлагается точка зрения, согласно которой границы крупных трансформ формировались над районами холодной мантии и мощной литосферы во время раскола континентов. Холодная, мощная, реологически жесткая литосфера и рифты с недостаточным подтоком магмы мешали нормальному продвижению океанического рифта и привели к образованию слабых, неустойчивых сегментов хребта, разделенных инициальными трансформами. Таким образом, инициальные трансформы формировались, скорее, вдоль ранее существовавших “устойчивых зон”, чем вдоль “ослабленных зон” Уилсона. Существование некоторых долгоживущих групп трансформ может быть обусловлено исключительно термальным минимумом в верхней мантии; они также создают “рикошетный” термальный эффект второго порядка в мантии (“эффект холодной границы трансформного разлома”), который способствует сохранению термального минимума.

ВВЕДЕНИЕ

Исходя из концепции трансформных разломов Т. Уилсона [46], в океанах, таких, как Атлантический, некоторые крупные трансформные разломы существовали к моменту начала расхождения континентов (рис. 1) и продолжали существовать как главные структурные границы в течение последующего раскрытия океана. Т. Уилсон предполагал, что эти исходные трансформные разломы развивались вдоль существовавших ранее “ослабленных зон” в континентальной литосфере.

Вопрос, на который ранее не было дано удовлетворительного ответа: какие факторы определили формирование и распределение этих исходных долгоживущих трансформных границ¹? Что представ-

ляют собой “ослабленные зоны”? Именно на этих вопросах я остановлюсь в данной статье.

Трансформные разломы смещают ось Срединно-Атлантического хребта (САХ) в среднем на 50 км [22]. Но в основном смещение (офсет) менее 20 км, что, возможно, связано со случайными нарушениями непрерывности структур по простиранию, возникшими в ходе спрединга морского дна. Однако существуют крупные (>100 км) смещения (рис. 2), прослеживаемые обычно по особенностям рельефа и гравитационным полям. При этом они могут выходить за пределы активной зоны хребет–хребет. Некоторые из разломных зон с большими смещениями прослеживаются через всю Атлантику от американского до евроафриканского континентального шельфа и, возможно, даже связаны со смещениями континентальных окраин. Поэтому возможно, что эти крупные трансформы уже существовали во время

¹ Под трансформными границами здесь и далее понимаются границы плит в пределах активных частей трансформных разломов.

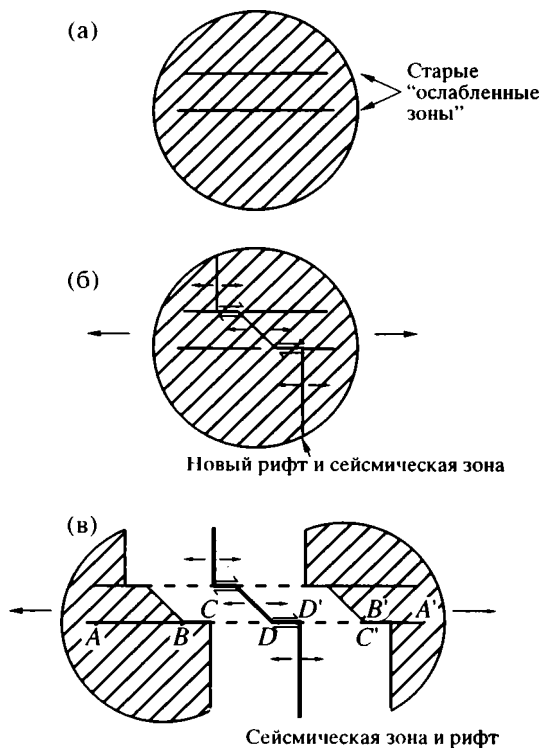


Рис. 1. Схема формирования инициальных трансформных разломов вдоль "ослабленных зон", которые воздействовали на континент до рифтинга и раскрытия, по Т. Уилсону [46]
Области континентальной коры заштрихованы.

начального этапа отделения Европы и Африки от Америки и представляли собой важные структурные границы в ходе постепенного раскрытия Атлантики.

В данной статье я попытаюсь продемонстрировать, что эти главные трансформы расположены не беспорядочно вдоль САХ, а сконцентрированы над районами верхнемантийных термальных минимумов. Действительно, большинство крупных трансформных разломов Атлантики сосредоточены в ее экваториальной части (см. рис. 2), где обнаружена сильная отрицательная температурная мантийная аномалия.

Предлагается гипотеза, согласно которой протяженные трансформные границы формировались над районами относительно холодной верхней мантии вдоль инициального рифта во время раскола континентов [7]. Согласно этой точке зрения, долгоживущий мантийный термальный минимум создавал благоприятные условия для формирования группы устойчивых трансформных границ уже во время начального раскрытия Атлантики в мезозое. Распределение крупных инициальных трансформных границ отражено в современном распределении трансформных или сдвиговых окраин континентов, окружающих

Атлантический океан. На форму начального раскола Европы, Африки и Америки [13, 30, 44] сильное влияние оказал характер распределения инициальных границ трансформ. В данной статье показано, каким образом геология поверхности дна Атлантики тесно связана с термальной структурой нижележащей верхней мантии.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КРУПНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН И ТРАНСФОРМНЫХ ОКРАИН В АТЛАНТИКЕ

Анализ спутниковых гравитационных данных по Атлантике [23, 38] (рис. 3) свидетельствует о том, что наиболее крупные трансформные границы в Атлантике распределены не беспорядочно, а сконцентрированы в экваториальном районе (1° ю.ш.— 15° с.ш.). Другие главные, хотя и более изолированные системы долгоживущих разломных зон, как видно из рис. 4 и 5, расположены в районе 50 – 55° с.ш. (разлом Чарли–Гиббс) и в районе 45 – 50° ю.ш. (Агульяс–Фолклендская разломная зона). Все эти крупные разломные зоны простираются за пределы активной зоны хребет–хребет и могут быть прослежены до евроафриканской и американской континентальных окраин (см. рис. 3–5), что говорит о том, что они были активны уже во время начального раскола континентов. В то же время эти главные смещения САХ отвечают хорошо развитым трансформам (или сдвигам) континентальных окраин, например Берега Слоновой Кости, Ганы [29], северной Бразилии [48], окраин Агульяс–Фолкленд [40] и Лабрадор–Роколл [33].

Ниже я остановлюсь на факторах, определивших распределение крупных разломных зон и трансформных окраин Атлантики. Начну с гипотезы о том, что распределение крупных разломных зон связано с термальной структурой верхней мантии под Атлантикой [4].

ТЕМПЕРАТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ВДОЛЬ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Несколько независимых групп факторов, в том числе петрологических и геофизических, свидетельствуют о том, что термальная структура верхней мантии вдоль САХ неоднородна и отражает региональные термальные максимум и минимум. Приведем их краткий обзор.

Современный рельеф. Глубина оси САХ ниже уровня моря (современная) связана с термальной структурой литосферы и нижележащей верхней мантии. Она зависит от: а) состава мантийной колонны до компенсационной глубины, которая предположительно составляет 150 км ниже уровня дна; б) температуры мантийной колонны; и

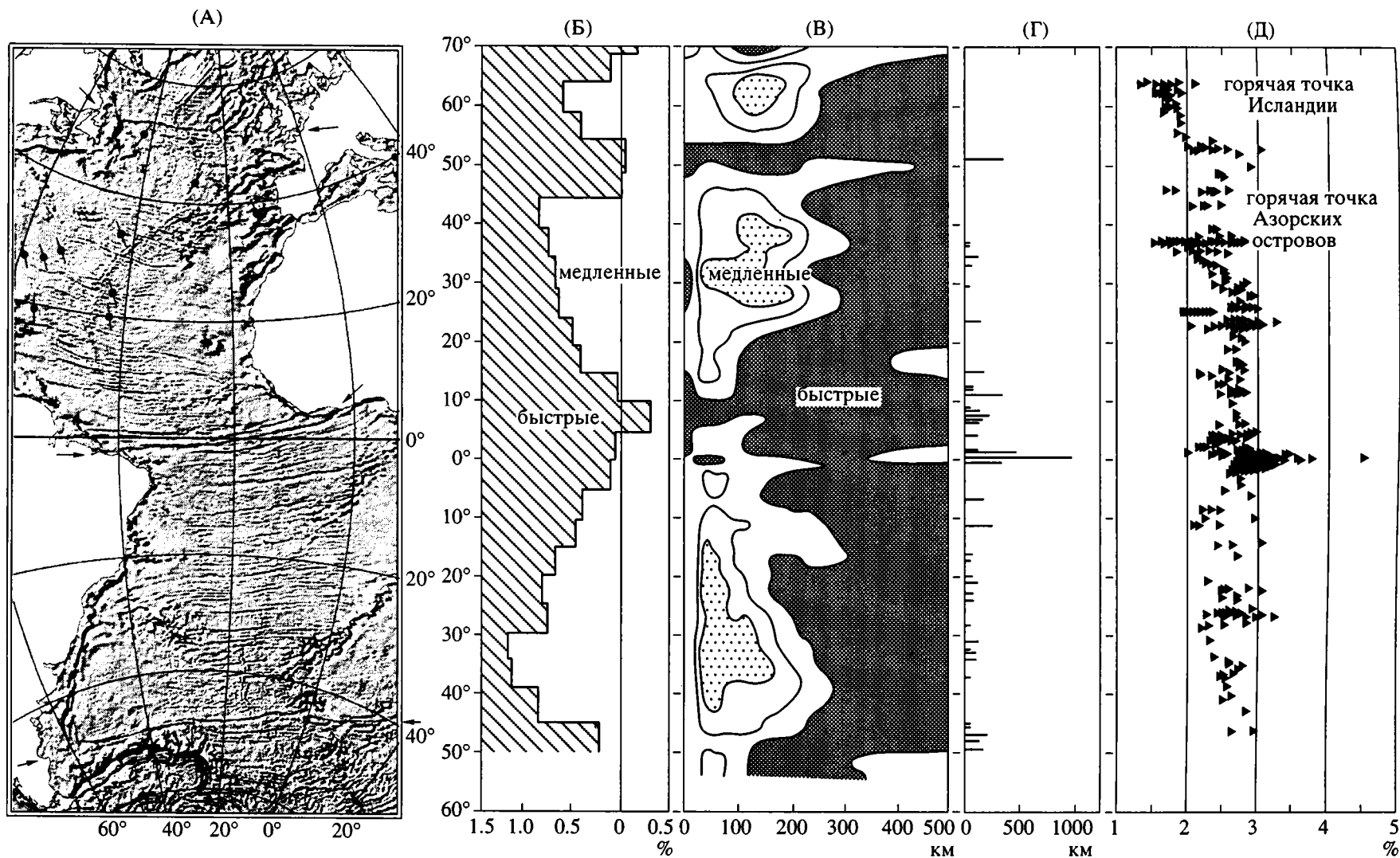


Рис. 2. А – спутниковые гравитационные данные Атлантики (поперечная Меркаторская проекция) по альтиметрическим данным ГЕОСАТ и ЕРС-1 [38]; Б – профиль скоростей поверхностных сейсмических волн Лява вдоль оси САХ [49]. Показан процент скорости; В – скорости поперечных волн вдоль САХ до глубин в 500 км [49]; Г – распределение и длина смещений по разломам более 50 км; Д – значения Na_8 в базальтах вдоль САХ

На А стрелки указывают на экваториальную и главные границы “инициальных” разломных зон северной и южной Атлантики, которые соответствуют срезанным континентальным окраинам по обе стороны Атлантики. Видна группа экваториальных разломных зон, прослеживаемых до африканского и южноамериканского берегов. Наложены векторы, аппроксимирующие направление мантийного потока в северной Атлантике, полученные по данным сейсмической анизотропии К. Янга и К. Фишера [47, 27]. На Д Na_8 представляет содержание Na_2O в базальтах, пересчитанное на 8% MgO для снятия эффекта дифференциации; обратно пропорционально величине плавления при образовании базальтового расплава в мантии.

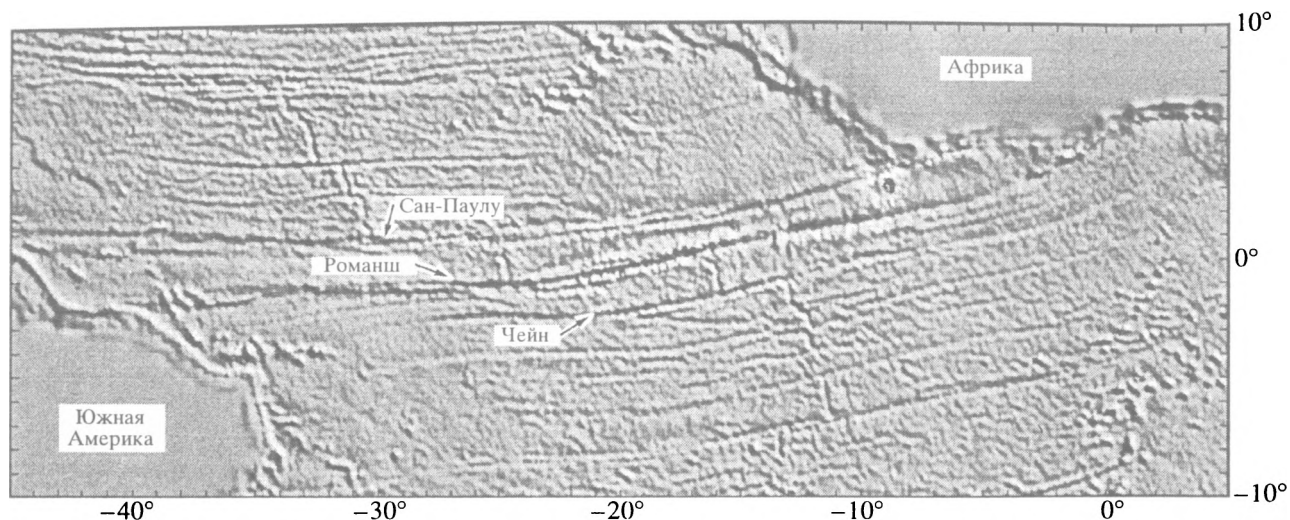


Рис. 3. Данные спутниковой альтиметрии экваториальной Атлантики, по данным [38]

Обратите внимание на то, что крупные экваториальные разломные зоны могут быть прослежены от берега до берега через Атлантику и далее до сдвиговых (трансформных) континентальных окраин.

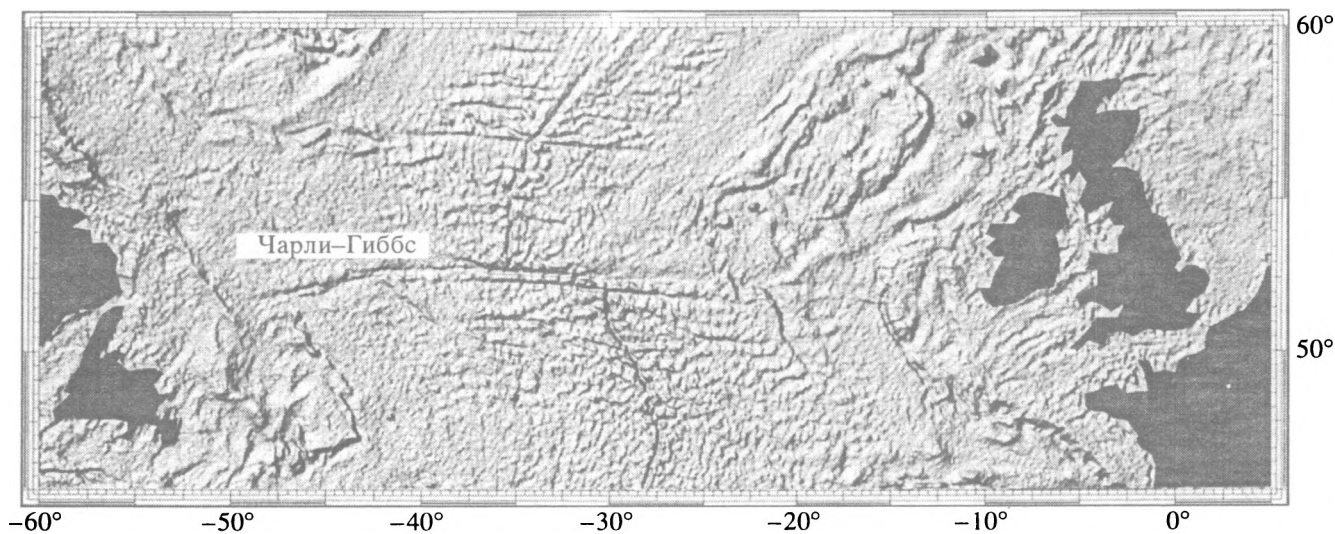


Рис. 4. Данные спутниковой альтиметрии северной Атлантики с разломной зоной Чарли-Гиббс и соответствующими сдвиговыми континентальными окраинами.

в) мощности коры. В составе мантийной колонны учитывается не только исходный состав мантии, но также его изменения в ходе частичного плавления. В последнем случае образуется реститовая мантийная колонна с высокими отношениями Mg/Fe и, следовательно, более низкой плотностью и увеличивается мощность коры. В результате мантийно-коровая колонна стремится подняться и уменьшить современную глубину САХ. Если мы примем постоянным начальный состав мантии на всем протяжении САХ, изменения современной глубины будут зависеть от температуры мантийной колонны и величины плавления,

которое, в свою очередь, зависит от температуры. Максимум в современной глубине САХ имеет место в экваториальном районе (см. рис. 2), что свидетельствует об экваториальном верхнемантийном температурном минимуме. Минимум в рельефе второго порядка, по-видимому, связанный с мантийным термальным минимумом, наблюдается в районе 50–55° с.ш. Он разделяет Исландское и Азорское поднятия (см. рис. 2, 4).

Сейсмическая томография. Данные сейсмической томографии мантии по поперечным волнам и поверхностным волнам Лява вдоль САХ

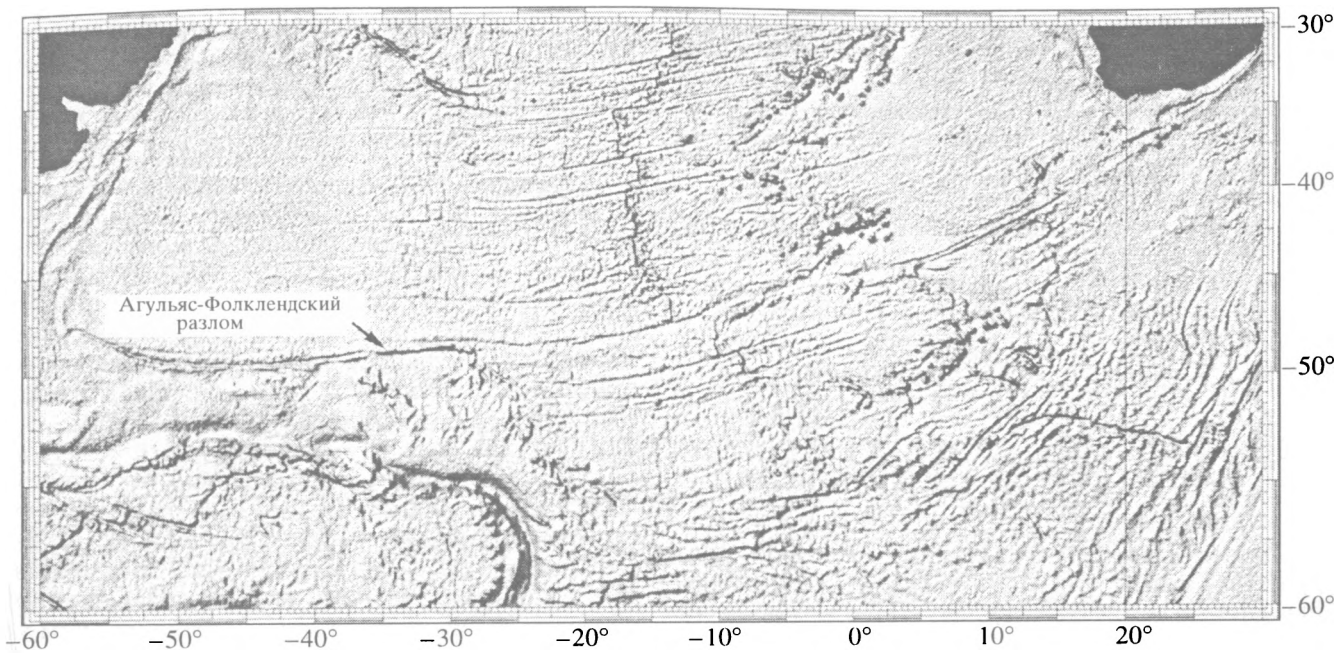


Рис. 5. Данные спутниковой альтиметрии южной Атлантики с Агульяс-Фолклендской разломной зоной и соответствующими сдвиговыми континентальными окраинами.

(см. рис. 2) показывают, что низкоскоростная мантия, наблюдаемая под САХ до глубины нескольких сотен километров, замещается зоной относительно высоких скоростей в экваториальном районе (0–15° с.ш.), возможно, связанной с низкими верхнемантийными температурами [49, 50]. Зона низких скоростей прерывается также в районе 50–55° с.ш. (см. рис. 2). Данные томографии поверхностных волн Лява указывают на существование высокоскоростной области и в районе 50° ю.ш. в южной Атлантике (см. рис. 2).

Химизм срединно-океанических перидотитов (MORB). Изучение минерального состава мантийных срединно-океанических перидотитов показало, что перидотиты экваториальной Атлантики претерпели небольшую (<5%) величину частичного плавления (рис. 6) [12]. Это отличает их от перидотитов других районов САХ, являющихся реститами, образовавшимися при 10–15% плавления. Исключение составляют районы горячих точек, где перидотиты претерпели еще большую степень плавления. Предполагается, что исключительно низкая степень плавления мантии экваториальной Атлантики – это результат более низкой, чем обычно, температуры верхней мантии. Температуры верхней мантии в районе экватора, как было определено [12], по крайней мере на 150°С ниже, чем где-либо под САХ. Кроме того, расчеты, основанные на работах П. Уэлса [45] и Д. Линдслея и Д. Андерсона [28], а также двупироксеновая геотермометрия перидотитов свидетельствуют о минимуме в мантийных равновес-

ных температурах Атлантического экваториального пояса [5].

Химизм базальтов срединно-океанического хребта (MORB). Исследования базальтов срединно-океанического хребта согласуются с выводами, полученными по MORP. Э. Клейн и Ч. Лангмюр [26] предложили использовать содержания Na и Fe в свежих MORB, скорректированные на эффект фракционирования, приведя их к 8% MgO

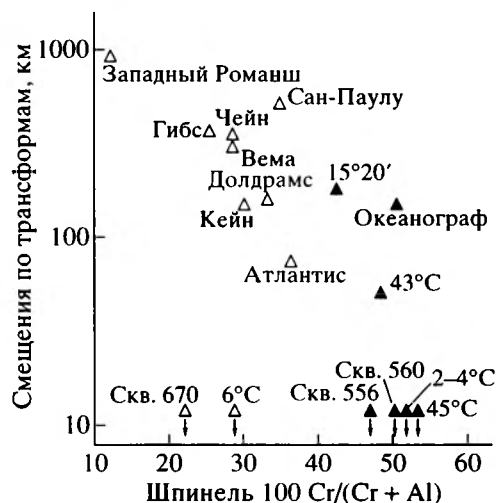


Рис. 6. Соотношение хромистости шпинели (100Cr/(Cr + Al)) перидотитов Атлантики и длины смещения по трансформам.

(Na_8 и Fe_8), для оценки давления и величины плавления в источнике. Значения Na_8 максимальны, а Fe_8 минимальны в районе экваториального разлома Романш (см. рис. 2), свидетельствуя о минимальном давлении и низкой степени частичного плавления (устное сообщение А. Пейве и Н. Суцневской; [12]). Независимо Дж. Шиллинг с соавторами [39] предположил, что MORB экваториальной Атлантики образовались при низких степенях частичного плавления. Таким образом, данные по MORB соответствуют точке зрения о наличии температурного минимума в верхней мантии экваториальной Атлантики.

ДОЛГОЖИВУЩИЕ РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ И МАНТИЙНЫЙ ТЕРМАЛЬНЫЙ МИНИМУМ

Примечательно, что главные долгоживущие трансформные разломы Атлантики расположены над районами верхнемантийного температурного минимума (см. рис. 2). Обратное также верно: в “горячих” районах осевой части хребта, таких, как 35–45° с.ш. (Азорское поднятие) и поднятие Рейкьянес – Исландия, отсутствуют крупные смещения по трансформам. Маловероятно, что связь между распределением устойчивых трансформ и верхнемантийным термальным минимумом является случайной. Имеются две возможности: либо долгоживущие границы трансформ обуславливают термальное минимума в верхней мантии, либо, наоборот, долгоживущий термальное минимума в верхней мантии приводит к формированию и эволюции трансформных границ в вышележащей литосфере. Рассмотрим первую из этих двух альтернатив.

Утыкание разогретых осевых частей САХ с небольшой скоростью спрединга в холодную мощную литосферу в интерсектах разломов с большими смещениями существенно изменяет тепловое поле (эффект “холодной границы трансформы” [22]), главным образом, вследствие горизонтального переноса тепла от теплой к холодной литосфере. Этот эффект тем сильнее, чем больше возраст океанической коры напротив оси САХ в районе сочленения хребет–трансформ, то есть чем больше смещение и меньше скорость скольжения. Эффект определялся для различных трансформ, включая Романш, в котором контраст возрастов в районе сочленения хребет–трансформа максимален (современный – рифта САХ и 50 млн. лет – коры напротив рифта). Эффект “холодной границы трансформы” подразумевает изменение литосферных температур на несколько десятков градусов на расстоянии до 30 км в стороны от трансформы и в глубину не более чем на величину мощности литосферы, на которую распространяется влияние трансформы, что приблизительно составляет 50 км [18]. Кроме

того, в зависимости от вязкости мантии температурный контраст в районе разломной зоны может вызвать конвекционный поток, который стремится уменьшить термальное перепады в районе разломной зоны вдали от оси хребта [36].

Термальные аномалии, создаваемые трансформными разломами, очень незначительны, чтобы объяснить термальное минимума, наблюдаемое в верхней мантии САХ в районе экватора и 50–55° с.ш. Этот вывод подтверждается тем, что глубина ниже уровня океана рифта САХ обуславливается, главным образом, региональными факторами и только во вторую очередь – локальными эффектами в интерсектах [3]. Кроме того, величина частичного плавления верхней мантии, оцененная по минеральному составу перидотитов САХ и околоразломных зон, не коррелирует с размером смещений трансформных разломов (см. рис. 6). Из этого следует, что хотя эффект “холодной границы трансформы” и важен, он не является главным фактором, определяющим величину плавления и, следовательно, температуру верхней мантии.

Рассмотрим теперь вторую альтернативу, по которой долгоживущие термальные минимума в верхней мантии способствуют формированию долгоживущих трансформных границ [7].

Предположим, что аномально низкие температуры экваториальной верхней мантии являются отражением длительной относительно устойчивой ситуации, т.е. что экваториальный пояс “холодной” верхней мантии существовал в мезокалендулы раскрытия рифта экваториальной Атлантики. Из этого следовало бы, что экваториальная континентальная литосфера до раскрытия была более холодной и мощной, чем в соседних районах. В настоящее время экваториальная Южная Америка и западная Африка являются областями мощной континентальной литосферы с низким тепловым потоком. Одни из самых низких значений теплового потока (≈ 20 мВт/м²) и термальных градиентов Земли известны в пределах Западно-Африканского щита между 14 и 15° с.ш. [17]. Эти значения примерно в 2 раза ниже средних значений на докембрийских щитах и более чем в 2 раза ниже средних значений на Южно-Африканском кратоне. Они свидетельствуют об очень большой мощности литосферы, более 400 км, если нижняя граница литосферы определяется как переход к вязкости $< 10^{21}$ пуаз, или > 300 км, если она определяется по изотерме 1300°C [17]. В результате изучения мощности литосферы под Африкой, основанном на гравитационных данных и данных временного приращення скорости продольных волн, получены сравнительно большие (> 200 км) литостатические мощности в центральной части Западной Африки [21].



Рис. 7. Реконструкция положения экваториальной и центральной Атлантики в раннемеловую эпоху. Близко расположенные депрессии Бенуэ и Амазонская являются древними осями спрединга. Показано положение края Американского континента и рифтов.

С. Крох и Г. Томсон [20] рассмотрели влияние мощности литосферы на рельеф поверхности. Исходя из того, что изостатическая компенсация достигается в основании литосферы и что литосфера имеет тот же состав, что и астеносфера, но она холоднее и плотнее, следует, что чем мощнее литосфера, тем меньше поднятие поверхности. Например, если мощность коры остается постоянной, увеличение на 40 км мощности литосферы приведет к уменьшению на 1 км поднятия поверхности [20]. Таким образом, над более мощной, чем обычно, экваториальной доатлантической литосферой можно ожидать существования области понижения рельефа.

Крупные широтные разломные зоны экваториальной Атлантики, вероятно, протягиваются в пределы Африканского континента. Трог Бенуэ – это линейная впадина, заполненная меловыми осадками мощностью до 6 км, простирающаяся от Гвинейского залива в сторону экваториальной Африки (рис. 7). Она интерпретировалась либо как недоразвитая ветвь тройного сочленения типа хребет–хребет–разлом, расположенного в Гвинейском заливе [14], либо как левосторонний

сдвиг по простиранию структур [1]. В любом случае трог Бенуэ был тектонически активен в меловое время, до и во время раскрытия экваториальной Атлантики. Точка зрения о том, что трог Бенуэ – это недоразвитая ветвь тройного сочленения типа хребет–хребет–хребет (два других хребта – это ветви САХ) хотя концептуально и привлекательна, не выдерживает критики, так как проявления магматизма в его пределах локальны и малы по объему, а разрывные структуры в основном связаны с левосторонними сдвигами, сопровождавшимися эпизодами сжатия и растяжения [1].

Альтернативная интерпретация трога Бенуэ сводится к тому, что это морфоструктурная депрессия, появившаяся в мезозое как реакция на присутствие более холодной и мощной, чем обычно, литосферы над экваториальным термальным минимумом. Эта литосфера подверглась растяжению, когда океанические рифты стали внедряться в экваториальную область с севера и с юга. Учитывая вращение Африки на 20–30° против часовой стрелки с мела, можно считать, что трог Бенуэ был ориентирован приблизительно в

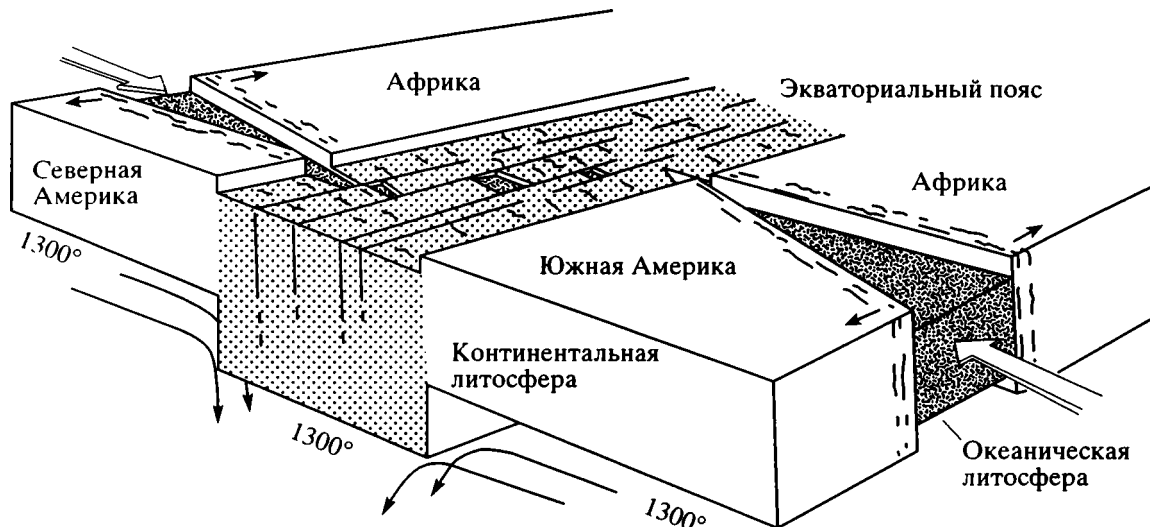


Рис. 8. Океанические рифты, продвигающиеся с юга и севера и упирающиеся в экваториальный пояс холодной, мощной, реологически прочной литосферы.

широтном направлении в момент раскрытия. Кроме того, главные мезозойские морфотектонические структуры, протягивающиеся в глубь Африки далее, чем трог Бенуэ, такие, как Центрально-Африканская зона сдвигов [2], по всей видимости, тоже простирались в широтном направлении вдоль мелового экваториального пояса (см. рис. 7). Некоторые авторы даже предположили, что зона Бенуэ разделяла две мезозойские Африканские плиты [14].

В пределах Южной Америки имеется Амазонский бассейн – главная морфоструктурная депрессия с длительной и сложной историей. По данным К. Бурке и Дж. Литвина [15], под Амазонским бассейном имеется интраконтинентальный рифт, образовавшийся в ходе Панафриканского столкновения континентов, в котором возобновился рифтинг в юре и мелу, до и во время раскрытия экваториальной Атлантики. Имеется вероятность того, что возобновление рифтинга в Амазонской депрессии в мезозое связано с растяжением мощной холодной экваториальной литосферы вследствие продвижения океанических протоатлантических рифтов в пределы экваториального пояса с севера и юга.

РАСКРЫТИЕ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПРОДВИЖЕНИЯ РИФТА

Предполагаемая необычно холодная и мощная континентальная литосфера экваториального района сильно влияла на эволюцию доатлантического континентального рифта и на раскрытие нового океана в мезозое. Другие районы холодной мантии и холодной и мощной литосферы, например 50–55° с.ш., соответствующие разлом-

ной зоне Чарли–Гиббс, возможно, также оказали влияние на раскрытие. Большинство моделей раскрытия Южной Атлантики исходит из постепенного продвижения океанического рифта с юга на север. Первая фаза рифтинга в Южной Атлантике (приблизительно южнее 38°) датируется 150–130 млн. лет. Рифт достиг экваториального района между 116 и 85 млн. лет [16, 32, 35]. Мы предполагаем, что океанический рифт столкнулся в экваториальном районе с поясом аномально мощной и холодной континентальной литосферы (рис. 8).

Реология литосферы в значительной степени зависит от ее температуры, общей мощности, мощности коры и от некоторых факторов, таких, как состав, размер зерен и содержание воды [25]. Эти факторы и приложенная величина нагрузки могут определять, например, происхождение ли дислокационная или пластическая деформация [24, 25]. Более холодной и мощной экваториальной доатлантической литосфере соответствует большая вязкость, что очень сильно влияло на раскрытие этого района.

В качестве альтернативы мы можем допустить, что продвижение рифта принимает форму продвижения мантийной термальной аномалии, которая образуется, например, из термального плюма [31]. Эта термальная аномалия при конвекционном нагреве будет “уничтожать” нижнюю часть континентальной литосферы в соответствии с моделью Т. Шона и Г. Шубера [41, 42]. В этой модели время, требуемое для утонения литосферы на 95% от первоначальной, увеличивается при увеличении мощности исходной литосферы и уменьшается с увеличением термальной аномалии, т.е. с увеличением теплового потока в

основании литосферы по сравнению с начальными значениями. Соответственно термальная аномалия, вызывая десятикратное увеличение базисного теплового потока по сравнению с начальными значениями привела к 95%-му утонению 100-километровой литосферы за 15–20 млн. лет. Однако потребовалось в два раза больше времени для утонения литосферы мощностью в 150 км (рис. 9). Экваториальный район изначально с более холодной и мощной, чем нормальная, литосферой, таким образом, создал “закрытую зону” (в понимании В. Куртилло [19]), в которой продвижение мантийной аномалии в северном направлении было затруднено. Кроме того, исходная экваториальная холодная опускающаяся сублитосферная мантия остужала и “разбавляла” любую приближающуюся положительную термальную аномалию. Имела место низкая величина плавления верхней мантии, что привело к образованию рифта с низким или недостаточным подтоком магмы.

При другом подходе разломы и рифтообразование развиваются в плите в результате исключительно горизонтального растяжения. Литосфера деформируется и утоняется при разломообразовании в верхней жесткой части и при пластическом утонении на глубине. Продолжающееся утонение уменьшает прочность литосферы, и может произойти разрушение сплошности в какой-либо начальной точке [19]. Новый океанический рифт продвигался линейно от этой точки в утоненную расходящуюся литосферу в соответствии с механизмом, который в настоящее время, возможно, действует в Красноморском рифте [4]. Механика поведения рифта, вероятно, различна по простиранию, и могут присутствовать зоны с большей, чем обычно, прочностью (“закрытые зоны” В. Куртилло [19]). Главные факторы, контролирующие прочность литосферы, – это геотермика, мощность литосферы и мощность и состав коры [25]. При постоянной мощности континентальной коры на всем протяжении будущего Атлантического рифта большая мощность литосферы и более низкая геотермика в экваториальном районе привели к существенно большей реологической прочности экваториальной литосферы, чем прочность литосферы в более высоких широтах.

При несколько ином подходе Дж. Фиппс-Морган и Е. Парменер [34] использовали модель механики разломной зоны, в которой рифт приравнен к трещине или каналу, в который впрыскивается флюид (астеносфера). Рифт продвигается, если “фактор интенсивности напряжения” K у конца рифта превосходит пороговое значение, вызывая прогрессивное разрушение литосферы. Фактор K увеличивается и рифт продвигается под влиянием: а) напряжений “гравитационного спрединга”, связанных с горячими и мелководными осями хребтов; б) широкой трещины или канала,

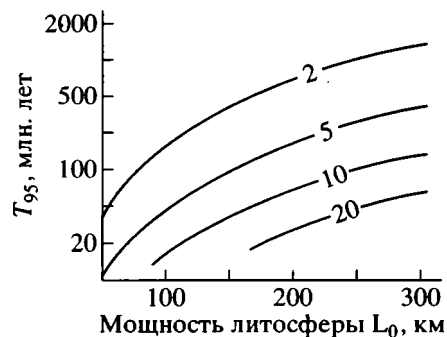


Рис. 9. Утонение континентальной литосферы. Время T_{95} для получения 95%-го утонения по отношению к начальной мощности L_0 . Цифра на каждой кривой – это отношение теплового потока у основания литосферы к начальному тепловому потоку; оно характеризует величину термальной аномалии, по [41].

заполненного астеносферой; в) низкой вязкости (высокой температуры) флюида (астеносферы); г) тонкой литосферы. В соответствии с этой моделью более мощная и холодная, чем обычно, литосфера и более холодная верхняя мантия (астеносфера), как это предполагается для экваториальной Атлантики, остановили или замедлили продвижение рифта и в континентальной литосфере перед раскрытием, и в океанической литосфере после раскрытия.

Таким образом, вне зависимости от того, являются ли утонение и рифтинг литосферы “активными” (т.е. вызванными мантийной термальной аномалией) или “пассивными” (т.е. обусловленными только силами напряжения и растяжением плит) или, что наиболее вероятно, их сочетанием, экваториальный пояс мощной и холодной литосферы создал главную “закрытую зону”, где спрединг океанического дна, вероятно, будет замедленным и вялым по сравнению с нормальными участками рифта. Аналогичные “закрытые зоны” могут существовать в других районах холодной мантии и мощной и холодной литосферы, таких, как район 50–55° с.ш.

РАЗВИТИЕ ИНИЦИАЛЬНЫХ ТРАНСФОРМ НАД МАНТИЙНЫМ ТЕРМАЛЬНЫМ МИНИМУМОМ (МОДЕЛЬ АВТОРА)

Я считаю, что наличие в период раскрытия Атлантики мантийного термального минимума, перекрытого более холодной и более мощной, чем обычно, литосферой, сильно повлияло на время, скорости и механизмы раскрытия Атлантики и последующую геологическую эволюцию океана. Качественная модель, основанная на ситуации в экваториальной Атлантике, включает следующие пункты:

1. В условиях недостатка в поступлении магмы и высокопрочностной реологии толстой и холодной

экваториальной литосферной плиты скорость продвижения океанического рифта в холодный экваториальный пояс была ниже, чем преобладающая скорость продвижения рифта в нормальной доатлантической литосфере. Таким образом, на полный разрыв и разъединение континентальной литосферы потребовалось более длительное время в холодном экваториальном поясе, где до-рифтовая фаза рассеянных деформаций в условиях амагматического режима растяжения продолжалась дольше, чем в “нормальных” участках рифта.

2. Низкие мантийные температуры в зонах термального минимума привели к уменьшению апвелинга и к меньшей степени плавления магмы под инициальным рифтом. Начальные попытки прорыва океанической литосферы происходили в изолированных центрах, рассеянных в рифте в пределах зоны рассеянной деформации литосферы (см. рис. 8). Нормальное продвижение из этих центров затруднено; относительно холодная верхняя мантия и низкий магматический бюджет привели к появлению “слабых” и короткоживущих океанических рифтовых сегментов, разделенных трансформными зонами. Преобладало амагматическое расширение.

3. Начальное раскрытие произошло в основном при сдвиговых движениях вдоль субширотных внутриконтинентальных трансформ. В данных условиях преобладали трансформные (сдвиговые) континентальные окраины. Действительно, ряд классических примеров трансформных окраин находится в настоящее время в экваториальной западной Африке или Бразилии [29, 48] и на продолжении других термальных минимумов САХ в районах 50–55° с.ш. и 45–50° ю.ш. Имело место преимущественно широтное раскрытие экваториальной Атлантики и широтная ориентация экваториальной береговой линии Африки, в отличие от преимущественно меридионального раскрытия южной и северной Атлантики.

4. Низкие верхнемантийные температуры привели к низкой степени плавления, небольшому количеству магмы и уменьшенной мощности океанической коры в коротких эшелонированных сегментах, с образованием главным образом высоко-Na MORB и щелочных базальтов. Это на самом деле наиболее типичные лавы, поднятые в районе Романша, где кора тонкая или отсутствует и преобладают недеплетированные мантийные перидотиты, сформировавшиеся при относительно низкой температуре [11].

5. Дальнейшее раскрытие привело к формированию коротких сегментов хребта, разделенных трансформными разломами с большими смещениями, что видно только в экваториальной Атлантике. Незначительное поступление магмы способствовало нестабильному режиму спрединга

с частыми перескоками короткоживущих сегментов хребта. Миграция трансформ и переориентация вместе с перескоком хребта, проградация с обрезанием части рифта были характерны для условий, имеющих место в разломах Вима и Романш [9]. В трансформах с большими смещениями имеют место интенсивные вертикальные тектонические движения блоков литосферы в особенности вследствие сжатия и растяжения во время миграции и переориентации трансформов. Эти вертикальные тектонические движения были особенно хорошо описаны в разломных зонах Вима, Романш и Сан-Паулу. Они обусловили поднятие поперечных хребтов и опускание бассейнов растяжения [9]. Эти необычно интенсивные вертикальные тектонические движения, связанные с трансформами, обуславливают в основном исключительно расчлененный рельеф экваториальной Атлантики.

6. В результате миграции трансформов и перескока хребтов блоки литосферы могут перемещаться из Южно-Американской в пределы Африканской плиты или наоборот. Получающийся процесс “осциляционного спрединга” [8] делает возможным захват реликтов более древней литосферы молодым океаническим дном, как показано, например, для разлома Вима [10] и разлома Романш, где нижнемеловые отложения были обнаружены на расстоянии менее 100 км от восточного интерсекта. Даже реликтовые фрагменты континентальной литосферы могут сохраняться. Пример – скалы Св. Павла, представляющие поднятый участок метасоматизированной литосферной мантии с чертами субконтинентального рифта [6]. Возраст метасоматоза, который воздействовал на перидотиты скал Св. Павла, около 150 млн. лет [37], когда экваториальная Атлантика находилась, возможно, на стадии континентального рифта.

7. Как было показано П. Фоксом и Д. Галло [22], а также Д. Блекманом и Д. Форсайтом [3], трансформы с большими смещениями между сегментами рифта с небольшой скоростью спрединга, наряду с другими факторами, способствуют возникновению значительных термальных аномалий в верхней мантии (“эффект холодного края трансформы”). Я предполагаю, что в ряде случаев “эффект холодного края трансформы” является эффектом второго порядка, “рикошетным” термальным эффектом, и что некоторые кластеры долгоживущих трансформ обусловлены исключительно ранее существовавшим мантийным термальным минимумом, а не наоборот. “Эффект холодного края трансформы” и присутствие аллохтонных древних участков холодной литосферы могут поддерживать термальный минимум в мантии, однако они не являются единственным причиной, а, скорее, результатом существования термального минимума.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Benkhelil J.* The origin and evolution of the Cretaceous Benue Trough (Nigeria) // *Jour. African Earth Sci.* 1989. Vol. 8. P. 251–282.
2. *Binks R.M., Fairhead J.D.* A plate tectonic setting for Mesozoic rifts of West and Central Africa // *Tectonophysics.* 1992. Vol. 213. P. 141–151.
3. *Blackmann D.K., Forsyth D.W.* Axial topographic relief associated with ridge-transform intersections // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. Vol. 95. P. 115–129.
4. *Bonatti E.* Punctiform initiation of sea-floor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift // *Nature.* 1985. Vol. 316. P. 33–37.
5. *Bonatti E.* Not so hot “hot spots” in the oceanic mantle // *Science.* 1990. Vol. 250. P. 107–111.
6. *Bonatti E.* Subcontinental mantle exposed in the Atlantic Ocean on St. Paul islet // *Nature.* 1990. Vol. 345. P. 800–802.
7. *Bonatti E.* Long lived oceanic transform boundaries formed above mantle thermal minima // *Geology.* 1996. In press.
8. *Bonatti E., Crane K.* Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms // *Nature.* 1982. Vol. 300. P. 343–345.
9. *Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Peyve A., Rasnitsin Y., Chen Y.J.* Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // *Jour. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 21 779–21 802.
10. *Bonatti E., Sarnheim M., Boersma A., Gorini M., Honnorez J.* Neogene crustal emersion and subsidence at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 35. P. 369–383.
11. *Bonatti E., Sartori R., Boersma A.* Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic: evidence from dredged limestones // *Tectonophysics.* 1983. Vol. 91. P. 213–232.
12. *Bonatti E., Seyler M., Sushevskaya N.* A cold suboceanic mantle belt at the Earth’s equator // *Science.* 1993. Vol. 261. P. 315–320.
13. *Bullard E., Everett J.E., Smith A.G.* The fit of the continents around the Atlantic // *Phil. Trans. Roy. Soc.* 1965. Vol. 258. P. 41–50.
14. *Burke K., Dewey J.F.* Two plates in Africa during the Cretaceous? // *Nature.* 1974. Vol. 249. P. 313–316.
15. *Burke K.V., Lytwyn J.* Origin of the rift under the Amazon basin as a result of continental collision during Pan-African time // *Intern. Geology Rev.* 1993. Vol. 35. P. 881–897.
16. *Cande S.C., LaBreque J.L., Haxby W.F.* Plate kinematics of the South Atlantic: chron C34 to present // *Jour. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 13 479–13 492.
17. *Chapman D.S., Pollack H.N.* “Gold spot in west Africa: anchoring the African plate // *Nature.* 1974. Vol. 250. P. 477–479.
18. *Chen Y.* Thermal model of oceanic transform faults // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 8839–8851.
19. *Courtilot V.* Propagating rifts and continental break up // *Tectonics.* 1982. Vol. 1. P. 239–250.
20. *Crough S.T., Thompson G.A.* Thermal model of continental lithosphere // *Jour. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. P. 4857–4862.
21. *Fairhead J.D., Reeves C.V.* Teleseismic delay times, Bouguer anomalies and inferred thickness of the African lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. P. 63–76.
22. *Fox P.J., Gallo D.G.* A tectonic model for ridge-transform–ridge plate boundaries // *Tectonics.* 1984. Vol. 104. P. 205–242.
23. *Haxby W.F.* Gravity field of the world’s oceans, NOAA // National Geophysics Data Center, Boulder, Co., 1987.
24. *Hopper J.R., Buck R.* The imitation of rifting at constant tectonic force: role of diffusion creep // *Jour. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 16 213–16 221.
25. *Karato S., Wu P.* Rheology of the upper mantle: a synthesis // *Science.* 1993. Vol. 260. P. 771–778.
26. *Klein E.M., Langmuir C.H.* Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal chemistry // *Jour. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 8089–8115.
27. *Kuo B.Y., Forsyth D.W., Wyssession M.* Lateral heterogeneity and azimuthal anisotropy in the north Atlantic determined from SS-S differential travel times // *Jour. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 6421–6436.
28. *Lindsley D.H., Anderson D.J.* A two pyroxene thermometer // *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 13th. Jour. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. Suppl. A887–A906.
29. *Masclé J., Blarez E.* Evidence for transform margin evolution from the Cote d’Ivoire – Ghana continental margin // *Nature.* 1987. Vol. 326. P. 378–381.
30. *Morel P., Irving E.* Paleomagnetism and the evolution of Pangea // *Jour. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 1858–1872.
31. *Morgan W.J.* Hot spot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans // *The Sea. Vol. 7 / Ed. C. Emiliani.* New York: J. Wiley, 1981. P. 443–487.
32. *Nurberg D., Muller R.D.* The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 191. P. 27–55.
33. *Oliver J.L., LePichon X., Monti S., Sichel B.* Charlie-Gibbs fracture zone // *Jour. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79. P. 2950–2072.
34. *Phipps-Morgan J., Parmentier E.M.* Causes and rate limiting mechanisms of ridge propagation: a fracture mechanics model // *Jour. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90. P. 8603–8612.
35. *Rabinowitz P.D., LaBreque J.* The Mesozoic South Atlantic Ocean and the evolution of its continental margins // *Jour. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 5973–6002.
36. *Robinson E.M., Parson B., Driscoll M.* The effect of a shallow low viscosity zone on mantle flow, geoid anomalies and geoid and depth – age relationships at fracture zones // *Geophys. J.* 1988. Vol. 93. P. 25–43.
37. *Roden M.K., Hart S.R., Frey F.A., Melson W.G.* Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul’s rocks: the metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle source // *Contrib. Miner. Petrol.* 1984. Vol. 85. P. 376–390.
38. *Sandwell D.T., Smith W.H.* Global marine gravity from ERS-1 GEOSAT and SEASAT reveals new tectonic fabric, EOS. 1992. Vol. 73. № 133.
39. *Schilling J.G., Hanan B.B., McCully B., Kingsley R.H.* Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid Atlantic Ridge: Nd–Sr–Pb isotopic study // *Jour. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 12 005–12 028.

40. *Scrutton R.A.* Crustal structure and development of sheared passive continental margins // *Dynamics of Passive Margins. Geodynamics Series / Ed. R.A. Scrutton.* 1982. Vol. 6. P. 133–140.
41. *Spohn T., Schubert G.* Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for the initiation of continental rifting // *Jour. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 4669–4681.
42. *Spohn T., Schubert G.* Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for rifting and mid plate volcanism on Earth, Venus and Mars // *Tectonophysics.* 1983. Vol. 94. P. 67–90.
43. *Uchupi E.* Tectonic style of the Atlantic Mesozoic rift system // *Jour. African Earth Sciences.* 1989. Vol. 8. P. 143–164.
44. *Voo R.V.D., French R.B.* Apparent polar wandering for the Atlantic bordering continents: Late Carboniferous to Eocene // *Earth Sci. Rev.* 1974. Vol. 10. P. 99–119.
45. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in single and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. Vol. 62. P. 129–139.
46. *Wilson T.J.* A new class of faults and their bearing on continental drift // *Nature.* 1965. Vol. 207. P. 343–347.
47. *Yang X., Fischer K.M.* Constraints on north Atlantic upper mantle anisotropy from S and SS phases // *Geophys. Res. Lett.* 1994. Vol. 21. P. 309–312.
48. *Zalan P.V., Nelson E.P., Warne J.E., Davis T.L.* The Piau basin: rifting and wrenching in an equatorial Atlantic transform basin // *Strike Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Soc. Econ. Paleont. Miner. Special Publication.* 1985. Vol. 37. P. 143–158.
49. *Zhang Y.S., Tanimoto T.* High resolution global upper mantle structure and plate tectonics // *Jour. Geophys. Res.* 1992. Vol. 98. P. 97 931–9823.
50. *Zhang Y.S., Tanimoto T.* Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps // *Nature.* 1992. Vol. 235. P. 45–49.

Рецензент: Ю.М. Пуцаровский

Origin of the Large Fracture Zones Offsetting the Mid-Atlantic Ridge

E. Bonatti

Some of the large fracture zones offsetting the Mid-Atlantic Ridge (MAR) are traced across the Atlantic from America to Europe and Africa. In some cases, they offset the continental coastline because they date back, as transform continental boundaries, to the initial continental breakup. Wilson [46] suggests that the initial transform faults develop in the splitting continent along the preexisting weakness zones. This paper deals with the conditions responsible for the inception and spatial distribution of these large initial transform zones and the specific features of the Wilson's weakness zones.

The most significant offset (>200 km) and fault zones are not chaotically distributed along the MAR, but cluster in the equatorial zone where the St. Paul, Romanche, and Chain fracture zones offset the MAR almost 1700 km. The major initial fracture zones are also found at 50°–55°N (Charlie Gibbs system) and probably at 45°–50°S (Agulhas–Falkland system). All these fracture zones can be traced as far as the offset continental margins.

The modern MAR topography, seismic tomography, and basalt and peridotite compositions indicate a thermal minimum in the equatorial upper mantle with second-order minima at 50°–55°N and probably 45°–50°S. It follows that the large fracture zones are related to the mantle thermal minima. These thermal anomalies cannot be explained merely by the cold transform boundary effect. It is suggested that the large transform boundaries developed above the zones of cold mantle and thick lithosphere during the continental breakup. The cold, thick, rheologically rigid lithosphere and rifts with insufficient magma supply restricted the normal oceanic rift propagation and induced the development of weak, unstable ridge segments separated by the initial transform faults. Consequently, the initial transform faults probably developed along the preexisting stable zones rather than along the weakness zones postulated by Wilson. The existence of some long-lived transform fault groups is probably caused exclusively by a thermal minimum in the upper mantle; they also create a "recoil" second-order thermal effect in the mantle (cold transform boundary effect), facilitating the retention of the thermal minimum.

УДК 551.242.2(267)

РАЗЛОМНЫЕ СТРУКТУРЫ РАЙОНА ХРЕБТА 90° (ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН)

© 1996 г. А. И. Пилипенко

Центральная геолого-геофизическая экспедиция, г. Геленджик

Поступила в редакцию 22.IV.96 г.

Для расшифровки геологического строения хребта Девяностого градуса и смежных глубоководных котловин широко использованы данные площадной сейсмической съемки, выполненной в полосе Маскаренско-Австралийского геотраверза (10–18° ю.ш.). Детально изучено строение крупных суб-меридиональных разломов (86, 88, 90 и 91°). Разломы состоят из отдельных сегментов, которые развивались по своим кинематическим и динамическим законам. Отмечена реактивизация тектонических движений в позднемиоцен-четвертичное время. Выполнено тектоническое районирование хребта Девяностого градуса с расчленением на специфические сегменты. Изменение ширины хребта происходит скачкообразно, в основном за счет отступления его западного склона в сторону Центральной котловины. Получены веские аргументы, свидетельствующие, что тектоническая эволюция хребта Девяностого градуса сопровождалась мелкомасштабными скачками оси спрединга в южном направлении. Плато Осборн ограничено на западе и востоке соответственно разломами 86 и 88° и отождествляется с “брошенным” продвигающимся рифтом. Мантийский плюм, видимо, был ответственным за скачкообразное перемещение оси спредингового хребта западнее разлома 90°. Предполагается, что изменение ширины хребта 90° и формирование плато Осборн соответствует наиболее раннему событию, связанному с первым контактом Индии с Азией в позднепалеоценовое время.

ВВЕДЕНИЕ

Выполненные Центральной геолого-геофизической экспедицией Роскомнедра (бывшее Министерство геологии СССР) значительные объемы геофизических исследований на Маскаренско-Австралийском геотраверзе позволяют во многом существенно дополнить представления о геологическом строении и тектонической эволюции северо-восточной части Индийского океана. Примечательной особенностью геологического строения этого региона является наличие уникальной по происхождению структуры – хребта Девяностого градуса, рассмотрению тектонического положения и эволюции которого посвящен целый ряд публикаций [5–7, 9–12, 14–17, 20–23 и др.].

Реконструкция спрединга в окрестности хребта 90° дискуссионна и неоднозначна. Это обусловлено прежде всего сложностью геологического строения и отсутствием хорошо идентифицируемых линейных аномалий. Многие данные указывают на то, что формирование хребта 90° происходило или на очень молодой коре, или на спрединговой оси [9, 11, 14, 23]. Преобладает точка зрения, что хребет 90° формировался в результате деятельности мантийного плюма [12, 16, 19, 21, 25 и др.] при движении Индийской плиты в северном направлении. Дж. Склейте и Р. Фишер показали [23], что в процессе разрастания дна ось

спредингового хребта между разломами 86 и 90° испытала скачок (либо серию скачков) в южном направлении, амплитуда которого оценивается величиной около 11° по широте. Однако характер этих скачков до сих пор остается неясным и является предметом дискуссионного обсуждения в публикациях.

Особенностью данной статьи является то, что для расшифровки геологического строения широко использовались данные площадной сейсмической съемки, выполненной на полигоне Маскаренско-Австралийского геотраверза в районе хребта 90° (10–18° ю.ш., 84–92° в.д.). Это позволило относительно достоверно изучить строение разломов (*fracture zones*) 86, 88, 90 и 91°, выполнить тектоническое районирование хребта 90° с расчленением его на специфические сегменты первого и второго порядков, уточнить тектоническое положение плато Осборн. Получены веские аргументы, свидетельствующие, что тектоническая эволюция хребта 90° (между 10 и 18° ю.ш.) сопровождалась мелкомасштабными скачками оси спрединга в южном направлении. Эти скачки были регулярными и документируются в структуре фундамента и на вершинной поверхности хребта 90° глубокими асимметричными впадинами. Некоторые аспекты, посвященные данной тематике, частично рассматривались нами в публикации [4].

СЕГМЕНТАЦИЯ ХРЕБТА 90°

Хребет 90° является крупнейшим линейно вытянутым структурно-тектоническим элементом Индийского океана, простирающимся на расстоянии около 5000 км от 10° с.ш. до 34° ю.ш. приблизительно по меридиану 90°. Фундамент хребта 90° состоит преимущественно из базальтовых лав, излияние которых происходило в субаэральных условиях (скважины 214, 216, 253, 756, 757) [14,

16, 20]. Возраст фундамента в скважинах примерно соответствует возрасту океанической коры на прилегающем участке Центральной котловины и изменяется от эоцена на юге до позднего мела на севере. Возраст фундамента и базальных осадков в скв. 214 и 757, расположенных в рамках полигона Маскаренско-Австралийского геотраверса (рис. 1), оценивается как позднепалеоценовый.

В пределах исследуемой площади с хребтом 90° сопряжены две ярко выраженные структуры – плато Осборн со стороны Центральной котловины и Восточно-Индийский желоб – со стороны Западно-Австралийской котловины. Специфической особенностью строения хребта 90° в пределах геотраверса является то, что он меняет ширину по простирацию (см. рис. 1). Ширина его северного звена составляет 100 км, среднего (на широте плато Осборн) – 140 км, южного – 200 км.

В полосе геотраверса осевая часть хребта 90° имеет азимут простираения около 5°. Уровень вершинных поверхностей его изменяется в среднем от 1600 до 2200 м при ширине 20–40 км. По простирацию хребет 90° дифференцирован на ряд блоков, которые разделены поперечными асимметричными впадинами (рис. 2). Впадины имеют ширину 10–15 км и относительную глубину поверхности фундамента 0.5–1.5 км. Мощность осадочного чехла во впадинах достигает 800 м, в то время как фоновое ее значение на вершинной поверхности составляет 300–400 м.

Сейсмостратиграфический анализ показывает [3], что на хребте 90° и смежном плато Осборн осадочный чехол состоит из двух комплексов: верхнего, седиментация в котором, начиная со среднего эоцена, была нормальной пелагической, и нижнего, представленного сложным сочетанием и переходом по латерали субаэральных, мелководно-морских и глубоководных фаций палеоцен-раннеэоценового возраста. Сейсмокомплексы разделены региональной поверхностью несогласия, которая располагается в эоценовом интервале разреза. Она маркирует этап существенной тектонической перестройки относительного движения литосферных плит в восточной части Индийского океана (так называемое эоценовое событие).

Нами выполнено тектоническое районирование хребта 90° с расчленением его на специфические сегменты первого и второго порядков. В качестве границ сегментов второго порядка выступают поперечные впадины, которые условно отождествляются с зонами скачков оси спрединга [4]. На профиле НСП, отработанном вдоль вершинной поверхности хребта 90°, внутри сегментов второго порядка обнаруживаются относительно симметричные положительные структурные формы, которые могут быть отождествлены с “брошенными” центрами спрединга. В их осевой части

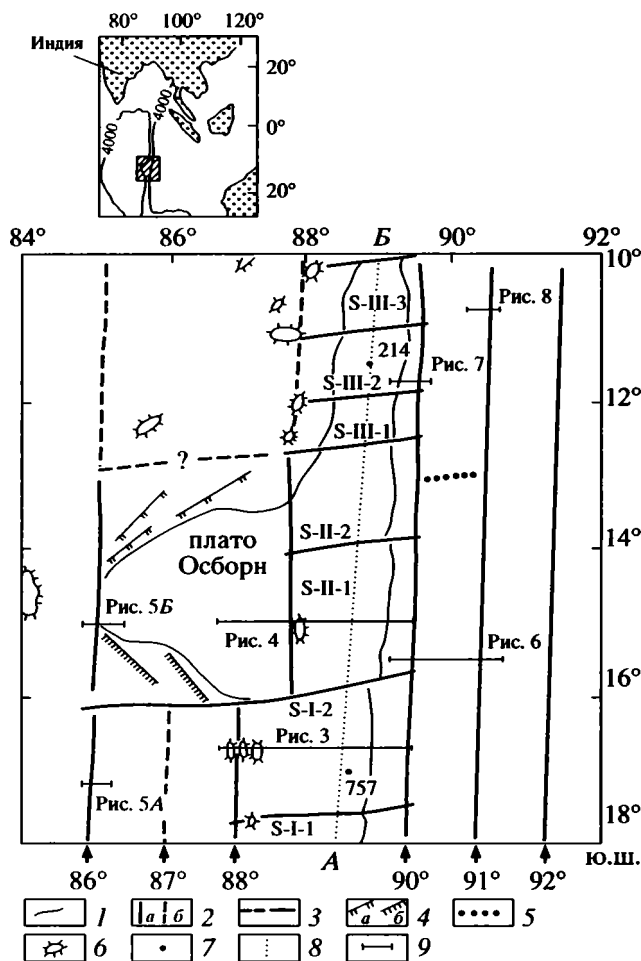


Рис. 1. Тектоническая схема хребта 90° и смежных участков глубоководных котловин (на 10–18° ю.ш.)

1 – линия, показывающая границы хребта 90° и плато Осборн; 2 – крупные субмеридиональные разломы, выделяемые уверенно (а) и предположительно (б); 3 – поперечные палеограницы, отождествляемые с зонами джампингов оси спрединга; 4 – координированные структуры, представленные сбросовыми уступами (а) и взбросами (б); 5 – палеоспрединговый хребет Уортон; 6 – вулканы; 7 – скважины глубоководного бурения; 8 – положение профиля НСП (линия АБ), приведенного на рис. 2; 9 – фрагменты профилей НСП, иллюстрируемых на рис. 3–8. Стрелками внизу показано название субмеридиональных разломов. На врезке – положение исследуемого участка. Остальные обозначения описаны в тексте.

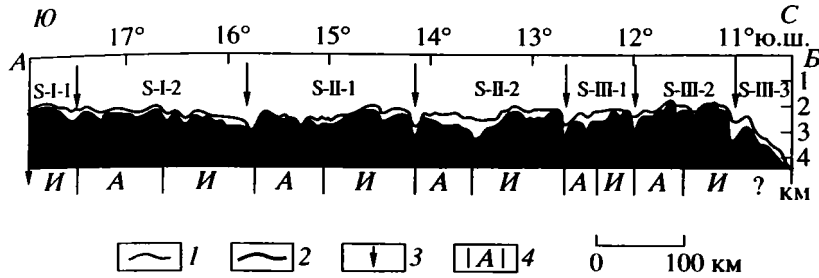


Рис. 2. Интерпретированный профиль НСП по простиранию хребта 90° (положение см. линия АБ на рис. 1). На рисунке показаны сегменты второго порядка. 1, 2 – поверхности: 1 – морского дна, 2 – фундамента; 3 – предполагаемое положение палеограниц, связанных со скачками оси спрединга; 4 – порции коры, предположительно перешедшие от Антарктической (А) плиты к Индийской (И).

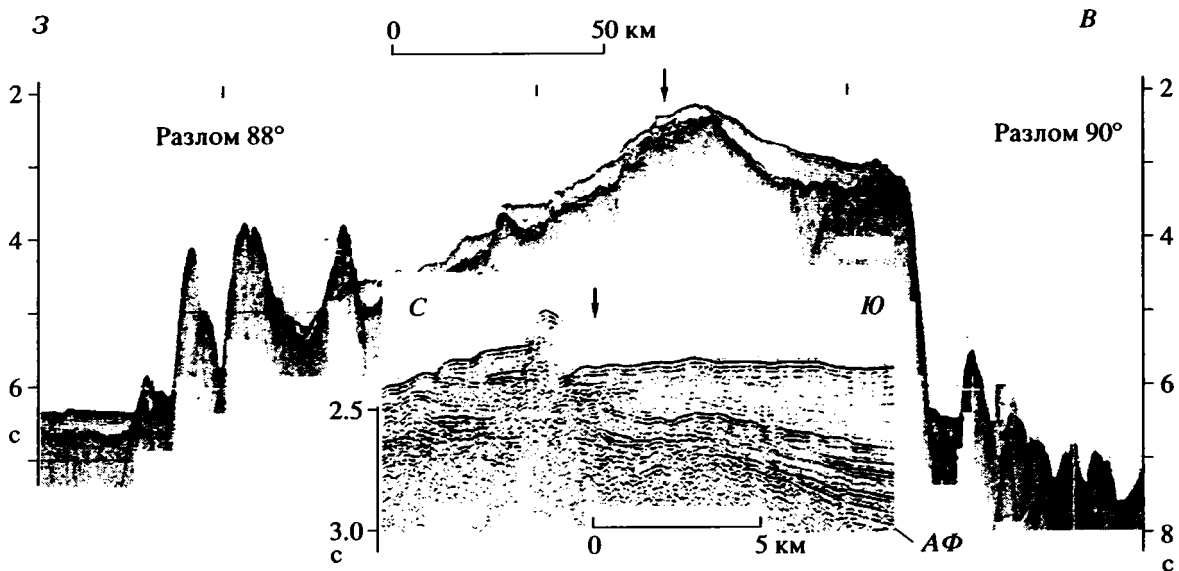


Рис. 3. Фрагмент профиля НСП, иллюстрирующий строение хребта 90° на широте сегмента S-I (см. рис. 1) На врезке показано (в крупном масштабе) строение осадочного чехла и поверхности фундамента в сечении субмеридионального профиля (вертикальная стрелка – пересечение профилей). АФ – акустический фундамент. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах.

наблюдается (хотя и не повсеместно) центральный грабен. Отмечается преобладающая приуроченность “брошенных” рифтов к относительно симметричным коротковолновым аномалиям в магнитном поле.

Сегменты второго порядка объединяются в относительно более протяженные звенья (сегменты первого порядка), для которых относительно стабильным параметром является ширина хребта.

На широте геотраверза можно выделить три сегмента первого порядка, обозначенные для удобства описания индексами S-I, S-II и S-III (см. рис. 1). Сегмент S-I отвечает наиболее широкой (200 км) части хребта, расположенной южнее 16° ю.ш. В его пределах выделяются два сегмента

второго порядка (S-I-1 и S-I-2), граница между которыми проходит близ 17°35' ю.ш. Южное продолжение сегмента S-I-1 не закартировано. В поперечном сечении данный сегмент в верхней части склона имеет близкое к симметричному строение, что отличает его от смежного сегмента S-I-2. Три профиля НСП, которые пересекли сегмент S-I-2, указывают на его единообразное поперечное строение с четко выраженной асимметрией склонов (рис. 3). Восточный склон хребта 90° в пределах сегмента S-I-2 представлен крутым уступом (~15°). Западный склон характеризуется пологим погружением (крутизной первые градусы). Можно сделать вывод, что при относительно движении контактирующих блоков на восточной стороне сегмента S-I-2 преобладала компонента сжатия.

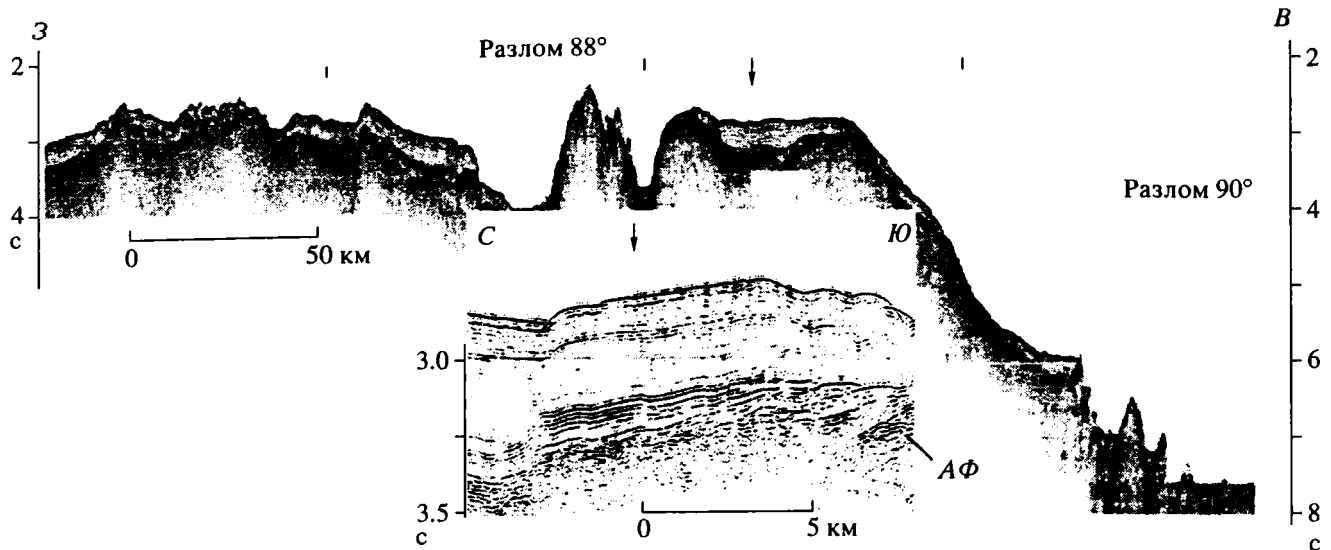


Рис. 4. Фрагмент профиля НСП, иллюстрирующий строение хребта 90° на широте сегментов S-II-1 (см. рис. 1) АФ – акустический фундамент. Вертикальная шкала – двойное время в секундах. Стрелки – пересечение профилей.

Сегмент S-II (см. рис. 1) выделяется на широте плато Осборн (между 12°40' и 16° ю.ш.) и включает два более дробных сегмента S-II-1 и S-II-2, которые отличаются прежде всего морфологией склонов. Сегмент S-II-1 выражен относительно пологим (крутизна 3–6°) восточным склоном (рис. 4). На ряде профилей видны сбросовые уступы, осложняющие морфологию склона. В основании западного склона сегмента S-II-2 выделяется ступень шириной около 30 км, которая, судя по ее структурному положению, является составной частью цоколя хребта 90°.

Сегмент S-III (см. рис. 1) состоит из трех более мелких сегментов (S-III-1, S-III-2, S-III-3). Ширина первых двух сегментов выдерживается постоянной (около 100 км). Они характеризуются относительно симметричным строением склонов. Сегмент S-III-3 отличается уменьшением ширины к северу и асимметричной структурой с более пологим восточным склоном. Он ограничивается на 10° ю.ш. крупной поперечной впадиной, которая, очевидно, является пограничной структурой в зоне перехода к новому сегменту S-IV, расположенному к северу от геотраверза.

Судя по батиметрическим картам, приведенным в публикациях [1, 23], ширина хребта 90° в пределах сегмента S-IV (между 10° и 7° ю.ш.) не превышает 80 км. Это самый узкий участок хребта 90° на всем его протяжении. Близ 7° ю.ш. отмечается скачкообразное увеличение ширины хребта 90° почти вдвое, причем это происходит исключительно за счет отступления к востоку его восточного склона, в то время как западный склон сохраняет прежнее структурное положение.

РАЗЛОМЫ 86° И 88° (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА)

Разлом 86° (см. рис. 1), наряду с разломом 90°, является одним из главных, используемых для реконструкции истории спрединга в северо-восточной части Индийского океана [16, 23]. В полосе геотраверза разлом 86° не обладает яркой морфологической выраженностью в рельефе морского дна, в то время как южнее 22° ю.ш., по данным Дж. Склейтера и др. [24], он прослеживается в виде высокого (более 500 м) хребта, сопряженного с депрессионной структурой.

Анализ профилей НСП показывает, что по степени геоморфологической выраженности, динамическим и кинематическим особенностям развития разлом 86° подразделяется на три сегмента. Южнее плато Осборн разлом 86° характеризуется однотипной сейсмоволновой картиной. Наблюдаемые локальные морфоструктурные особенности, по-видимому, в значительной степени определялись динамикой внутриплитных деформаций. На рис. 5А представлен мигрированный фрагмент профиля НСП через разлом 86° на широте 17°11'. На этом участке линейная аномалия 24 (56.1 млн. лет), по данным А.А. Шрейдера и др. [8], при переходе через разлом 86° испытывает правостороннее смещение на расстояние первых десятков километров, причем “омоложение” коры происходит в южном направлении. Как видно из рисунка 5А, восточное крыло разлома представлено структурами тектонического сжатия. Превышение восточного крыла над западным по поверхности фундамента составляет более 500 м. Блоки размерами 5–10 км разделяются

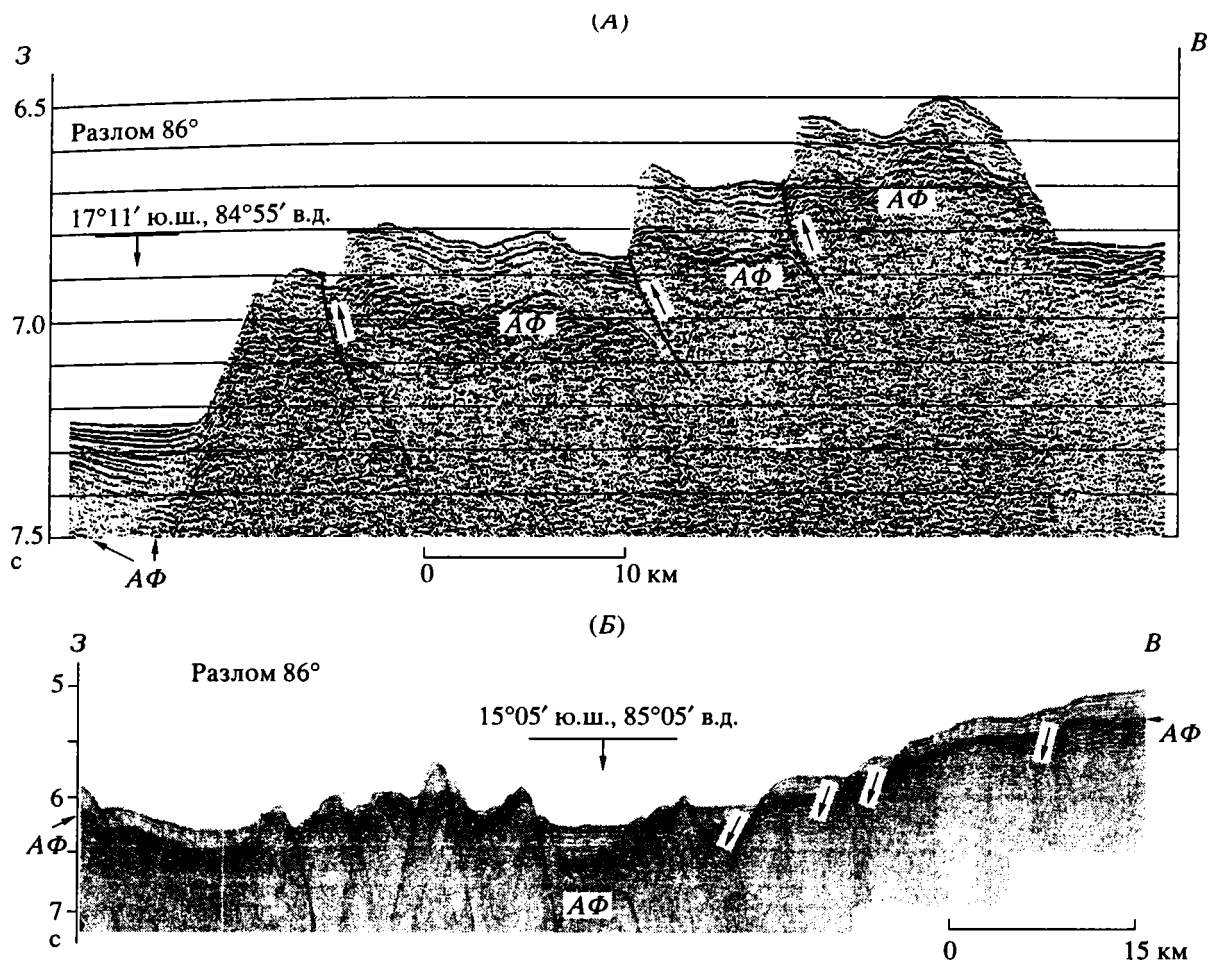


Рис. 5. Фрагменты профилей НСП, иллюстрирующие строение разлома 86° к югу (А) и в районе плато Осборн (Б) (см. рис. 1)

АФ – акустический фундамент. Стрелки – направление смещения блоков вдоль взбросов (А) и сбросов (Б). Вертикальная шкала – двойное время в секундах.

взбросами, погружающимися в юго-восточном направлении. Близ подножия плато Осборн трассирование разлома 86° прерывается обособленной поперечной впадиной шириной 15 км и длиной более 130 км. Эта впадина, видимо, является первичной структурой по отношению к южному сегменту разлома 86°.

На широте плато Осборн разлом 86° практически повсеместно отображается в виде серии тектонических ступеней (см. рис. 5Б). Можно сделать заключение, что плато Осборн на западе имеет четкую структурную границу, отвечающую разлому 86°. Непосредственно к северу от плато Осборн разлом 86° обнаруживается по наличию зоны повышенной тектонической дислоцированности с относительно более приподнятым восточным крылом. Однако севернее 12°30' ю.ш. разлом трассируется условно. В рельефе дна он здесь практически не выражен. Заметим, что значи-

тельно большую структурную выраженность на этой широте имеет разлом 84°, расположенный на расстоянии 120 км от разлома 86°. Описание структуры разлома 84° и расположенных западнее разломов Индира и Индрани выходит за рамки настоящей статьи.

Разлом 88° (см. рис. 1) по простиранию дифференцирован на три сегмента. Их границы по широте коррелируются с границами сегментов первого порядка на хребте 90°. Простирание разлома 88° в каждом из сегментов заметно отличается, что, вероятно, отражает стадийность формирования коры не только на хребте 90°, но и на смежном участке Центральной котловины. Южный и средний сегменты разлома 88° одновременно являются западной границей хребта 90°. Южный сегмент имеет азимут простирания около 4° и смещен относительно среднего на 50 км к западу. Граница между Центральной котловиной и хребтом 90°

южнее 16° ю.ш. проходит вдоль тектонического уступа, высота которого достигает 500 м.

Средний сегмент разлома 88° (на широте плато Осборн) имеет азимут простирания около 0° и в рельефе дна выражен крупной седловиной шириной 20–40 км. Относительная ее глубина изменяется от 200 м на юге до 700 м на севере. На 15° ю.ш. в центре седловины расположен вулкан высотой 1200 м и шириной 20 км (см. рис. 1, 4). Мощность осадочного чехла в седловине изменяется в пределах 300–600 м. На 14° ю.ш. седловина раскрывается в смежную Центральную котловину. Особенностью трансформной стадии развития разлома 88° между 13 и 16° ю.ш. является то, что он разделял два звена Индо-Антарктического спредингового хребта, разрастание дна в пределах которых происходило в субаэральных условиях. Имеются свидетельства, что палеооси спрединга, выделенные в сегменте S-II-1 и в блоке Осборн, смещены одна относительно другой на 30 км (правостороннее смещение). Сейсмическое изображение “брошенного” рифта, выделенного в пределах сегмента S-II-1, приводилось нами в работе [4].

В магнитном поле северному сегменту разлома 88° отвечает цепочка дифференцированных магнитных аномалий, имеющих выраженную субмеридиональную зональность. Показательно, что в зонах пересечения разлома 88° с поперечными границами, разделяющими сегменты второго порядка на хребте 90° , повсеместно (в северной части разлома 88°) отмечается присутствие вулканических построек.

Анализ данных НСП и магнитометрии привел к выводу о возможном существовании к югу от плато Осборн еще одного разлома трансформной природы (обозначенного индексом 87°). На профилях НСП он фиксируется в виде тектонического уступа высотой 400 м. Относительно более приподнятым является восточное крыло разлома (как и на южном сегменте разлома 86°). Азимут простирания разлома 87° составляет около 4° .

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЛАТО ОСБОРН

Плато Осборн (см. рис. 1) располагается между $13^\circ 30'$ и 16° ю.ш. и оконтуривается наиболее глубокой изобатой 4500 м. На востоке плато Осборн граничит с хребтом 90° , а на севере, юге и западе — с Центральной котловиной. Вершинная поверхность плато оконтуривается изобатой 2400 м.

На северном подножии и склоне плато Осборн в нижнем осадочном комплексе выделены сейсмофации глубоководного, мелководного и субаэрального генезиса, которые группируются вполне закономерно и образуют в плане своеобразный латеральный ряд [3]. Можно предположить,

что ось спрединга западнее разлома 88° в ходе тектонической эволюции испытала постепенный подъем до уровня дневной поверхности и спрединг на плато Осборн стал субаэральным.

Южный склон плато Осборн отличается от северного значительно большей расчлененностью и крутизной. На юго-западе плато Осборн ограничено двумя крупными уступами с крутизной около 15° , протягивающимися в северо-западном направлении более чем на 100 км каждый. Высота уступов 1200–1500 м. Вдоль южного подножия плато Осборн в рельефе дна четко выражена система поперечных впадин, которая в публикации Дж. Ройера и Д. Сандвела [22] интерпретируется как палеограница, образовавшаяся в результате скачка оси спрединга в южном направлении между разломами 90 и 86° .

Зона дизъюнктивной дислоцированности ЮЗ-СВ-го простирания, представленная преимущественно структурами тектонического сжатия, выделена вдоль северо-западного обрамления плато Осборн. Сейсмическое изображение деформаций на этом участке приводилось нами в работе [2, рис. 6]. Важную роль в формировании структурного облика Центральной котловины севернее плато Осборн играют косоориентированные структуры (СВ-ЮЗ-го простирания). Косые тренды находят четкое отображение на батиметрической карте, а также в распределении внутриплитных деформаций [2]. Представляется весьма вероятным, что природа косых простираний связана с псевдоразломами продвигающихся рифтов.

Таким образом, плато Осборн имеет в плане блоковое строение. На западе и востоке блок Осборн ограничен разломами 86 и 88° , на юге и севере важным элементом тектоники дна в окрестностях плато Осборн являются косоориентированные и поперечные палеограницы. Наиболее выразительной является палеограница, картирующаяся на 16° ю.ш., которая имеет сквозной характер и разделяет на хребте 90° описанные выше сегменты первого порядка S-I и S-II.

РАЗЛОМЫ 90 И 91° (КОТЛОВИНА УОРТОН)

Разлом 90° (в публикации [15] соответствует разлому 89°) располагается на восточной стороне одноименного хребта. Согласно данным [22, 24], разлом 90° трассируется в южном направлении до западной оконечности хребта Брокен. Площадными исследованиями НСП установлено, что существуют определенные различия в строении и особенностях эволюции северной и южной частей разлома 90° . Граница между ними проходит примерно на широте 13° ю.ш. Здесь между разломами 90 и 91° нами идентифицирована поперечная положительная структура, отвечающая, судя по

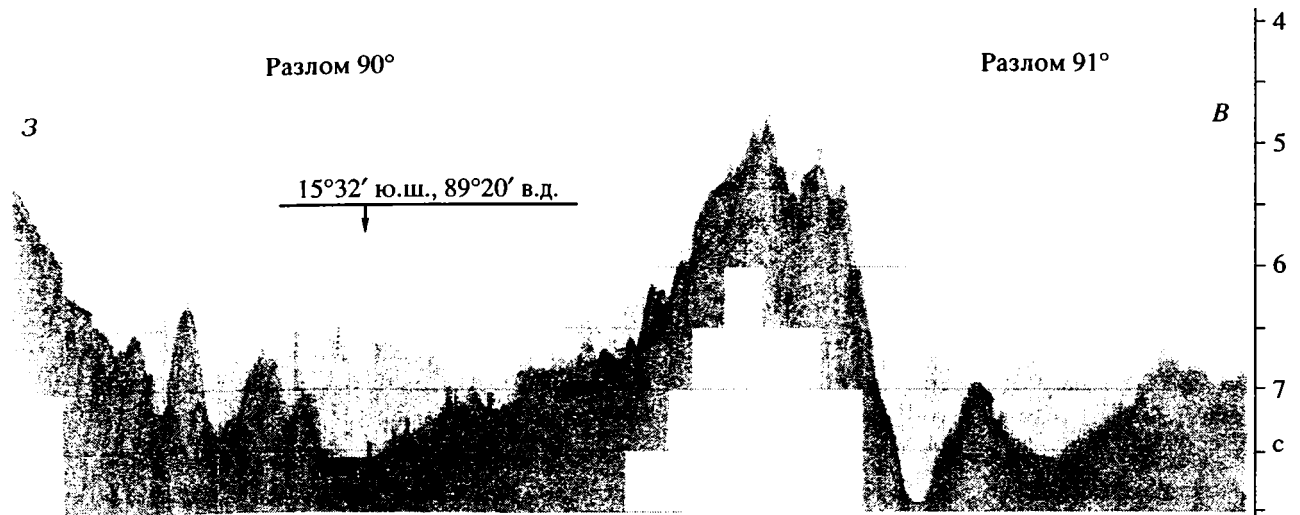


Рис. 6. Фрагмент профиля НСП через разлом 90 и 91° на широте 15°32' Ю. В. Вертикальная шкала – двойное время в секундах.

фактическому материалу, западному продолжению палеосрединного хребта Уортон, выделенного К. Лью и др. [17] в Кокосовой котловине. Согласно этим данным [17], разрастание дна на хребте Уортон, разделявшем Индийскую и Австралийскую плиты, прекратилось в эпоху формирования аномалии 19 (44.4 млн. лет).

Отличительной особенностью строения в плане хребта Уортон является то, что он испытывает последовательное левостороннее смещение вдоль крупных субмеридиональных разломов 92, 94 и 96°. В районе разлома Инвестигейтор (98° в.д.) хребет Уортон, очевидно, погружается в Зондскую зону субдукции [17]. Заметим, что широтное положение хребта Уортон к востоку от разлома 90° в различных публикациях определяется или прогнозируется по-разному, например, в [15] – 18° ю.ш., в [22] – на 14° ю.ш., в [18] – на 9° ю.ш.

К югу от 13° ю.ш. разлом 90° совпадает с южной частью одноименного желоба (или Восточно-Индийского, согласно [1]). Ширина желоба выдерживается примерно постоянной (около 70 км) (рис. 6). Днище желоба расположено на глубинах от 4500 до 5300 м. Западный борт желоба одновременно является восточным склоном хребта 90°, а восточный – западным склоном хребта 91°. Осевая часть желоба представляет собой серию кулисно расположенных узких впадин шириной до 10 км и относительной глубиной около 300 м. Мощность осадочного чехла в желобе не превышает 200 м. Западный борт желоба характеризуется наличием кулисно расположенных хребтов шириной до 10 км и высотой 500–700 м. Они ориентированы под углом около 30° по отношению к разлому 90° и, очевидно, являются вторичными структурами, образовавшимися в результате интенсивных сдвиговых перемещений. На широте 13–15° ю.ш. днище желоба заполняют турбидиты

(мощностью 100–400 м). Источником турбидитов, очевидно, служит карбонатный материал, перемещенный со смежных склонов хребта 90°. В этой части желоба выделены постседиментационные наклоны турбидитных слоев [3], свидетельствующие об относительно молодых тектонических движениях.

Севернее 13° ю.ш. желоб как структурно-тектонический элемент, сопряженный с разломом 90°, морфологически не выражен. Хотя желоб и прослеживается, но уже вдоль другой структурной границы, входящей в состав разломной зоны 91°. Севернее 13° ю.ш. разлом 90° вдоль по простиранию постепенно сходит с одноименным хребтом. Профиль многоканального профилирования в зоне разлома 90° обнаруживает мелкоблочное строение фундамента с важной ролью в механизме его образования разрывных деформаций типа надвиг–подвиг (рис. 7). Судя по батиметрическим данным, приведенным в работах [1, 23], разлом 90° может быть протрассирован на восточной стороне хребта 90° только до 7° ю.ш. Севернее этой широты в качестве восточной границы хребта 90° выступает разлом 91°, описание которого приводится ниже.

Разлом 91° протягивается строго по азимуту 4° и располагается примерно на одинаковом расстоянии (~100 км) от разломов 90 и 92°. По особенностям строения и эволюции разлом 91° можно разделить на два сегмента (южный и северный), граница между которыми проходит на 13° ю.ш. Северный сегмент примерно до 9° ю.ш., где условно выделяется второе звено хребта Уортон (между разломами 91° и 92°), представляет собой отмершую активную часть трансформного разлома (*fossil transform fault*), в то время как южный сегмент отвечает пассивному следу этого разлома.

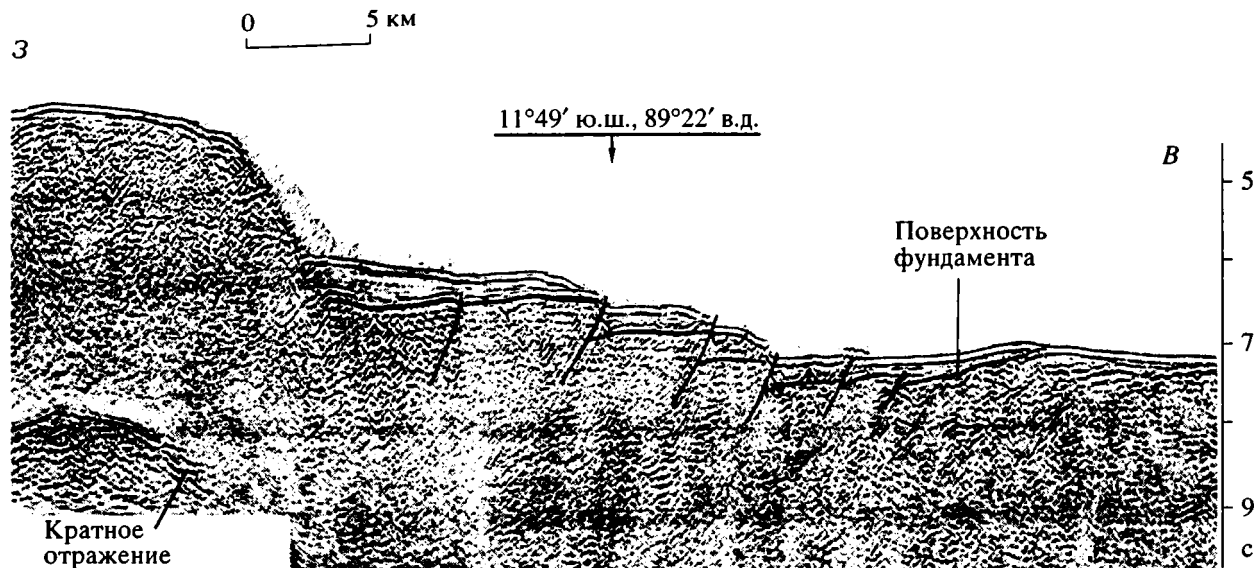


Рис. 7. Фрагмент профиля многоканального сейсмического профилирования, иллюстрирующий характер строения восточного склона и подножия хребта 90° (широта $11^\circ 49'$)
Показано чешуйчато-блоковое строение зоны разлома 90° . Вертикальная шкала – двойное время в секундах.

Южный сегмент разлома имеет ярко выраженную топографию и фиксируется в виде асимметричного массивного хребта, названного Хребтом 91° , и сопряженной с ним (с востока) впадины (см. рис. 6). Хребет 91° характеризуется асимметричным строением с крутым восточным и относительно более пологим западным крыльями (крутизной соответственно 15 и 6°) и имеет относительную высоту 1400 – 2100 м при ширине 30 – 40 км. Западное подножие хребта оконтуривается изобатой 5000 м. Глубина дна в приразломной впадине изменяется от 5400 до 6100 м. Между 13 и 16° ю.ш. впадина в поперечном сечении имеет V-образную форму (см. рис. 6). Между 16 и 20° ю.ш. контрастность впадины (амплитуда и размеры) изменяется за счет появления в ее осевой части хребта конусообразной формы, размеры которого постепенно увеличиваются в южном направлении (т.е. в сторону литосферы с более древним возрастом). Структурные особенности этого хребта позволяют предполагать, что он сформировался посредством диапиризма серпентинитов.

Северный сегмент разлома 91° имеет один относительно симметричный (медианный) хребет и две сопряженные с ним впадины (палеотрансформные долины). Относительная высота хребта достигает 1400 м при ширине 10 – 12 км. Впадины по поверхности фундамента имеют ширину в среднем 15 км. Впадина, расположенная к западу от хребта, в основном не заполнена осадками. На батиметрической карте в работе [1] она соответствует северной части Восточно-Индийского желоба. Впадина, расположенная к востоку от хребта, севернее 10° ю.ш. погребена под осадочным чехлом (рис. 8А). На мигрированном фраг-

менте (см. рис. 8Б) показан характер строения осадочного чехла в этой впадине. Особенности сейсмической записи, отмечаемые на фрагменте, позволяют выделять два типа деформаций. Природа разрывных деформаций, отчетливо видимых на рисунке, связана с механическим явлением, обусловленным сдвиговыми перемещениями контактирующих литосферных блоков. Идентификация синхронных по возрасту сейсмофациальных единиц в осадочном чехле по разные стороны от зоны сдвиговых деформаций представляется весьма трудной задачей. Следовательно, можно сделать вывод, что в постспрединговый этап развития разлом испытывал периодическую реактивизацию тектонических движений, очевидно, вследствие неравномерного погружения восточной части Индо-Австралийской плиты в Зондскую зону субдукции. Природа складчатых деформаций (см. рис. 8Б, левая часть), по нашему заключению, связана с внедрением в осадочный чехол глубинных мантийных пород (очевидно, серпентинитового диапира).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

1. Хребет 90° по простиранию дифференцирован на ряд сегментов первого и второго порядков. Изменение ширины хребта (между 10 и 20° ю.ш.) происходит скачкообразно, в основном за счет отступления его западного склона в сторону Центральной котловины. При площадных исследованиях получены данные, свидетельствующие о том, что между разломами 86 и 90° на западной стороне хребта 90° трассируется еще один крупный продольный разлом (разлом 88°). К югу от

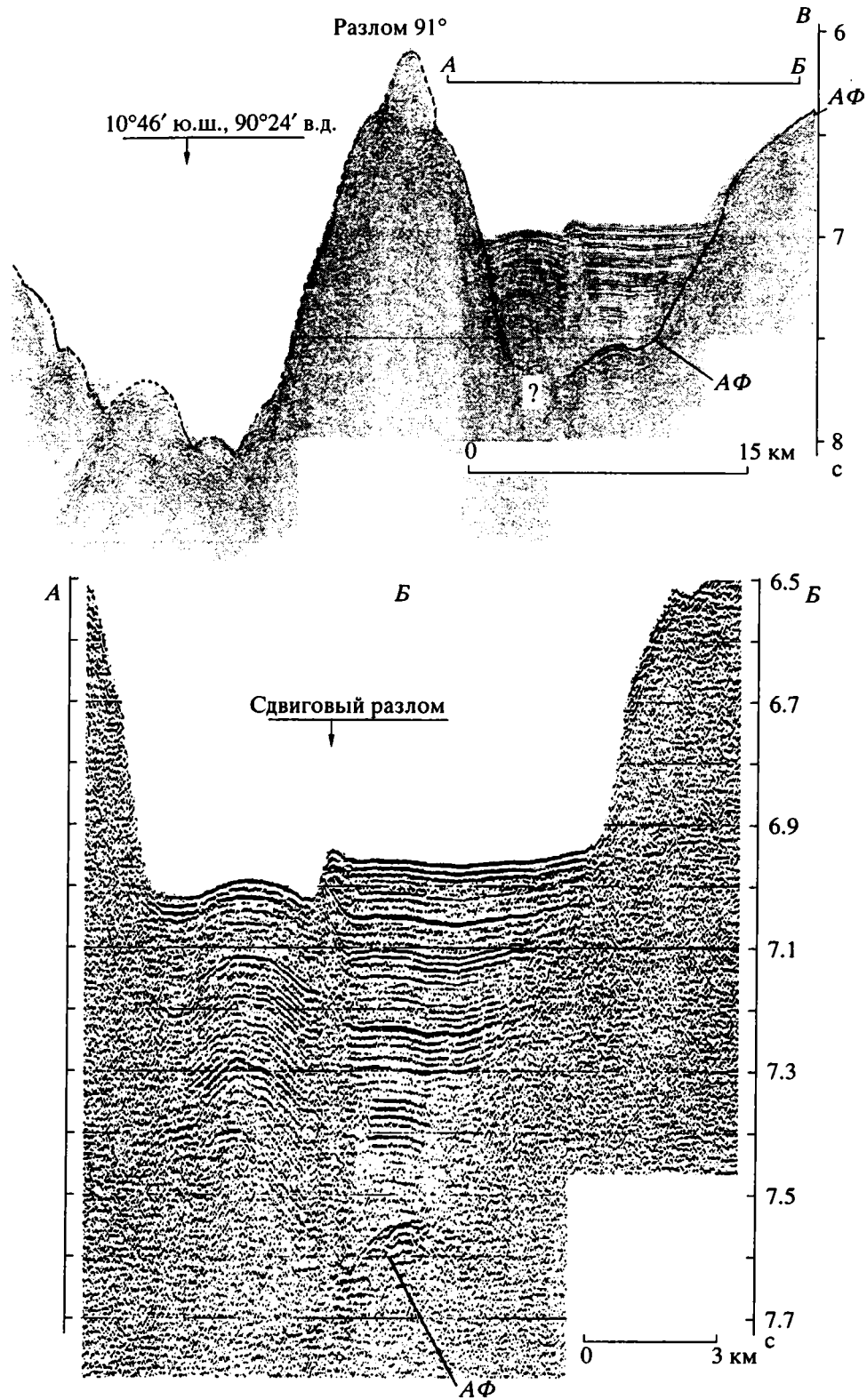


Рис. 8. Фрагмент профиля НСП через разлом 91° на широте 10°46' (А) и сейсмическое изображение участка АБ после миграции (Б)

АФ – акустический фундамент. На рисунке видны разрывы в корреляции отражающих горизонтов, обусловленные сдвиговым характером смещения вдоль разлома. В левой части рисунка видны складчатые деформации, предположительно связанные с внедрением в осевой части впадины глубинных мантийных пород. Вертикальная шкала – двойное время в секундах.

плато Осборн простирание разлома 88° заметно меняется, что указывает на изменения в относительном движении литосферных плит, произошедшие после скачка на 16° ю.ш.

Разлом 86° в плане и по простиранию примерно соответствует разлому того же названия в публикации Дж. Склейтера и Р. Фишера [23] и разлому 85° в публикации Дж. Склейтера и др. [24]. Развитие разлома 86° характеризовалось нестабильной геодинамической обстановкой. При переходе через палеограницу, маркирующую скачок спрединга на 16° ю.ш., геодинамический режим в зоне разлома меняется: к югу преобладает обстановка сжатия, к северу – растяжения. Севернее $12^\circ 30'$ разлом 86° в рельефе дна теряет структурную выраженность. Более важную структурную значимость в этой части Центральной котловины имеет разлом 84° . С другой стороны, к северу от плато Осборн в структуре фундамента находят четкие отображения косые простирания как по отношению к продольным разломам, так и по отношению к субширотно ориентированным линейным магнитным аномалиям. Косоориентированные структуры тесно ассоциируются с псевдоразломами продвигающихся рифтов. Продвижению рифтов могло способствовать два важных обстоятельства: высокая скорость спрединга в эпоху аномалий 25–31 [21, 23] и близость мантийного плюма. Как отмечают Р. Хей и др. [13], одной из закономерностей, установленной в Восточной Пацифике, является то, что продвигающиеся рифты, как правило, зарождаются вблизи горячих точек. Так, например, все четыре хорошо задокументированных продвигающихся рифта на Галапагосском спрединговом центре удаляются от одноименной горячей точки [13].

Само плато Осборн, по-видимому, представляет собой “брошенный” продвигающийся рифт (*propagating rift*). На это, в частности, указывает ярко выраженная конфигурация плато Осборн в плане. Продвижение рифта Осборн, очевидно, прекратилось после того, как он соединился с разломом 86° . Последний ограничивал область распространения субаэрального спрединга к западу.

2. Как следует из эволюционной модели, возраст хребта 90° изменяется вдоль простирания не монотонно, а дискретно, причем каждый более южный сегмент моложе северного. В результате последовательного джампинга к Индийской плите были присоединены дополнительные фрагменты коры, принадлежавшие Антарктической плите (см. рис. 2). Геодинамическим следствием этого процесса явилось последовательное удлинение активной части разлома 90° . Согласно реконструкциям спрединга [21], длина трансформного разлома 90° в эпоху аномалии 24 уже составляла 1400 км.

Простой расчет показывает, что разница в возрасте коры между скв. 757 и 214, с учетом поправки на дополнительно приращенные порции коры, составляет не более 3 млн. лет (при средней полускорости спрединга около 10 см [23]). Согласно данным бурения, возраст базальтов в скв. 757 и 314 оценивается величиной 58 и 60 млн. лет [14, 20]. Показательно, что одна из методик (анализ газовой фракции) указала на возраст базальтов в скв. 214, равный 60.9 ± 1.3 млн. лет [12, рис. 2]. Таким образом, приведенная выше интерпретация хорошо согласуется с данными о возрасте фундамента в скв. 757 и 214.

3. Можно сделать вывод, что формирование хребта 90° сопровождалось последовательными небольшими по амплитуде (20–80 км) скачками оси спрединга в южном направлении. Наличие разлома 88° позволяет говорить о более сложном взаимоотношении тектонической эволюции хребта 90° и прилегающей части Центральной котловины. Мантийный плюм, видимо, был ответственным за скачкообразное перемещение оси спредингового хребта западнее разлома 90° . Спрединговый хребет, периодически возвращаясь в окрестности мантийного плюма, постоянно мигрировал в северном направлении вслед за движущейся Индийской плитой. Скорость движения последней составляла 9.7 см/год [21].

Представляется, что эволюция хребта 90° сопровождалась формированием парного хребта (подобно тому, например, как происходит спрединг в субаэральных условиях в Исландии), о чем свидетельствуют данные о “брошенных” рифтах, выделяемых внутри сегментов второго порядка. Последние рассматриваются в качестве индивидуальных спрединговых центров, заложение которых, надо полагать, происходило каждый раз в окрестности мантийного плюма, занимавшего крайнее западное положение в комплексе плато Кергелен–хребет Брокен [21]. Таким образом, формирование хребта 90° происходило приблизительно на одной и той же широте. Это хорошо согласуется с палеомагнитными данными, основанными на определении палеошироты по базальтам скважин глубоководного бурения [14, 20], указывающими на одну и ту же широту, примерно соответствующую современному положению о-ва Кергелен ($\sim 50^\circ$ ю.ш.).

По данным [21], мантийный плюм, занимавший узловое положение в зоне тройного сочленения, постепенно мигрировал в западном направлении, наращивая хребет Брокен с плато Кергелен, представлявших прежде единую возвышенность [18]. Миграция мантийного плюма в западном направлении между хронами 24 и 31 составила 390 км за 28 млн. лет [21]. Непосредственно в пределах Маскаренско-Австралийского геотраверза миграция зоны максимального вулканизма к западу

относительно разлома 90°, судя по положению вершинной поверхности хребта 90°, оценивается приблизительно величиной 40–45 км (за 3 млн. лет).

Таким образом, приведенная выше интерпретация является подтверждением справедливости вывода [21] о том, что западная часть плато Кергелен представляет собой образование, синхронное хребту 90°.

4. По существующим представлениям в тектонической истории северной части Индийского океана было два главных события, связанных с коллизией Индии с Азией. Первое событие произошло в среднем эоцене и по времени отвечает хрону 19 (44.4 млн. лет) [10, 19]. С этим событием связано изменение кинематики движения плит, сопровождавшееся прекращением раздвижения плит, Индия и Австралии (т.е. остановкой спрединга на хребте Уортон). Причиной перестройки относительного движения плит было, вероятно, сопротивление, оказываемое Азиатским континентом.

Второе событие, приведшее к воздыманию Гималаев (жесткое столкновение), началось в позднем миоцене [10]. Оба тектонических события сопровождалось внутриплитными деформациями в северо-восточной части Индийского океана. Распределение этих деформаций по площади, их интенсивность имеют специфические отличия в каждом из регионов.

Вместе с тем в последнее время появились данные, что существовало еще одно событие, относительно более раннее, связанное с первым контактом Индии с Азией между 50 и 60 млн. лет назад [10, 19]. Обычно полагают, что это было соприкосновение либо с островной дугой, обрамлявшей окраинное море, либо с континентальным склоном. Вполне логично предположить, что данное событие коррелируется с изменением ширины хребта 90° и формированием плато Осборн. Как следует из анализа фактического материала, после скачка, последовавшего вслед за формированием сегмента S-III, стационарный характер спрединга изменился, что можно рассматривать как реакцию на первое соприкосновение (контакт) Индии с Азией. Геодинамическим следствием этого процесса, очевидно, явилось уменьшение скорости спрединга. При условии сохранения продуктивности мантийного плюма это выразилось, прежде всего, в увеличении ширины хребта в пределах сегмента S-II в среднем на 40 км по сравнению с сегментов S-III. С другой стороны, область питания Индо-Антарктического спредингового центра мантийным плюмом расширилась к западу и спрединг стал субаэральным не только на хребте 90°, но и в пределах рифта Осборн, который располагался близ западной оконечности поднятия Брокен-Кергелен.

Таким образом, возрастное датирование первого наиболее древнего события, имеющего от-

ношение к коллизии Индии с Азией, определяется более или менее уверенно как позднепалеоэоценовое (~59 млн. лет). Это событие по времени моложе, чем возраст фундамента в скв. 214, и древнее, чем в скв. 757. Анализ сейсмического материала показывает, что позднепалеоэоценовое событие задокументировано в хронологии внутриплитных деформаций в северной части хребта 90°. В этом смысле показателен профиль НСП через скв. 758, опубликованный в работе [10, рис. 3]. В надфундаментном разрезе ниже поверхности главного (эоценового) несогласия авторами [10] выделяется еще одно несогласие неизвестного возраста. С учетом вышеизложенного можно полагать, что это несогласие датируется поздним палеоэоценом.

В заключение отметим, что некоторые из вопросов, рассматриваемых автором в статье, носят дискуссионный характер, что связано со сложностью геологического строения данного региона. Однако представленный фактический материал, по мнению автора, является надежным подспорьем для реконструкции спрединга, а также существенно дополняет существующие представления о структуре крупных разломов и внутриплитных деформациях в северо-восточной части Индийского океана.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 95-05-14070).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР, ГУГК, 1975. 151 с.
2. Пилипенко А.И., Корсаков О.Д. Тектонические деформации литосферы Индийского океана // Геотектоника. 1992. № 5. С. 27–44.
3. Пилипенко А.И. Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла Восточно-Индийского хребта на широте 10–18° ю.ш. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Том 1. № 4. С. 93–100.
4. Пилипенко А.И. Внутриплитные деформации в северо-восточной части Индийского океана (по данным исследований на Маскаренско-Австралийском геотраверзе) // Геотектоника. 1995. № 6. С. 53–70.
5. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.
6. Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3–19.
7. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
8. Шрейдер А.А., Лыгин В.А., Богомяков А.П., Стеньшинский С.Б. Палеомагнитные аномалии на юге Центральной котловины Индийского океана // Бюл. МОИП. 1993. Т. 68. Вып. 1. С. 123–126.

9. *Bowin C.O.* The origin of the Ninetyeast Ridge from studies near the equator // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 78. P. 6029–6043.
10. *Curray J.R., Munasinghe T.* Timing of intraplate deformation, northeastern Indian Ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1989. Vol. 94. № 1, 2. P. 71–77.
11. *Detrick R.S., Watts A.B.* An analysis of isostasy in the World's Oceans. Aseismic Ridges // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B7. B. 3637–3653.
12. *Duncan R.A.* Geochronology of basalts from the Ninetyeast Ridge and continental dispersion in the eastern Indian Ocean // *J. Volcanology and Geothermal Research.* 1978. Vol. 4. № 3, 4. P. 283–305.
13. *Hey R.N., Kleinrock M.C., Miller S.P., Atwater T.M., Searle R.C.* Sea Beam-Deep-Tow Investigation of an Active Oceanic Propagating Rift System, Calapagos 95.5° W // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № B3. P. 3369–3393.
14. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 22. Washington. US. Government Printing Office, P.S., 1974. 890 p.
15. *Krishnan K.S., Gopalo Rao D., Ramana M.V. et al.* Tectonic model for the evolution of oceanic crust in the northeastern Indian Ocean from the Late Cretaceous to the Early Tertiary // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. № B10. P. 20011–20024.
16. Leg 121 traces rifting and hot spots // *Geotimes.* 1988. V. 33. № 11. P. 9–11.
17. *Liu C.S., Curray J.R., McDonald J.M.* New constraints on the tectonic evolution of the eastern Indian Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 65. № 3. P. 331–342.
18. *Mutter J.C., Cande S.C.* The early opening between Broken Ridge and Kerguelen Plateau // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 65. № 2. P. 369–376.
19. *Patriat P., Achache J.* India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates // *Nature.* 1984. № 311. P. 615–621.
20. Proceedings of Ocean Drilling Program. Initial Reports. College station. Tex., 1989. V. 121. 1000 p.
21. *Royer J.Y., Peirce J.W., Weissel J.K.* Tectonic constraints on the hot-spot formation of Ninetyeast Ridge // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. College Station. Ocean Drilling Program. Texas, 1991. V. 121. P. 763–776.
22. *Royer J.Y., Sandwell D.T.* Evolution of the Eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 13755–13782.
23. *Sclater J.O., Fisher R.L.* Evolution of the east central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1974. V. 85. № 5. P. 683–702.
24. *Sclater J.O., Luyendyk B.P., Meinke L.* Magnetic lineations in the southern part of the Central Indian Basin // *Geol. Soc. America Bull.* 1976. V. 87. P. 371–378.
25. *Weis D., Frey F.A., Saunders A., Gibson J.* Ninetyeast Ridge (Indian Ocean): A 5000 km record of a Dupal mantle plume // *Geology.* 1991. Vol. 19. № 2. P. 99–102.

Рецензент: Ю.М. Пуцаровский

Fracture Zones of the Ninetyeast Ridge Area, Indian Ocean

A. I. Pilipenko

Data on the areal seismic survey carried out through the Mascarene–Australian geotraverse (10–18°S) were used widely for interpreting the geological structure of the Ninetyeast Ridge and adjacent deep-water basins. The structure of major north–south 86°, 88°, 90° and 91°E fracture zones (FZs) has been extensively studied. The fracture zones consist of individual segments, which evolved according to distinctive kinematic and dynamic laws. Reactivation of tectonic movements in the Late Miocene–Quaternary is noted. The tectonic zoning of the Ninetyeast Ridge, with subdivision into specific segments, is established. The ridge width was found to change abruptly, mainly due to the retreat of its western slope toward the Central Indian Basin. Significant arguments obtained indicate that the tectonic evolution of the Ninetyeast Ridge was accompanied by small-scale jumps of the spreading axis to the south. The Osborne Knoll is bounded on the west and east by the 86° and 88°E FZs, respectively, and is identified as a failed propagating rift. A mantle plume seems to have been responsible for an abrupt migration of the spreading ridge axis west of the 90°E FZ. Changes in the width of the Ninetyeast Ridge and formation of the Osborne Knoll are assumed to correspond to an earlier event related to the first contact of India and Asia in the Late Paleocene.

РАЗМЫШЛЕНИЯ О НЕЛИНЕЙНОЙ ГЕОДИНАМИКЕ

© 1996 г. В. Н. Шолпо

Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 27.05.96 г.

Новое научное направление – нелинейная геодинамика, формирующееся в последние годы в широко обсуждающемся в нашей отечественной литературе, отвечает современному этапу развития естественных наук, таких, как физика и химия, в первую очередь. В то же время оно вызывает неоднозначное отношение исследователей к самим основам новых подходов. Дискуссии и споры, как представляется, вызваны тем, что не сформулированы основные понятия и система определений, а, самое главное, при обсуждении этих проблем смешиваются сам процесс или явление, т.е. предмет изучения, и наши возможности адекватно отразить их существо в теоретических моделях.

На примере развития представлений, касающихся двух важнейших проблем геотектоники – процессов структурообразования в земной коре и вопросов соотношения упорядоченности и хаотичности структуры на поверхности земной коры, показано, как от простых моделей, основанных на законах классической механики, происходит переход ко все более сложным неравновесным нелинейным моделям, более адекватно отражающим реальные условия, существующие в тектоносфере.

В последние годы в нашей отечественной литературе формируется новое направление в геотектонике, которое получило обозначение “нелинейная геодинамика” [20, 22–26]. Следует отметить, что это отвечает современному этапу развития естествознания, физики – в первую очередь, где появились такие новые направления исследований, как термодинамика сложных неравновесных систем, самоорганизующиеся системы, диссипативные структуры, объединяемые в некоторых случаях термином “синергетика” [5, 21, 29, 34]. Применительно к проблемам наук о Земле наша отечественная литература заняла здесь приоритетное положение, опередив идеи мировой науки. Появились работы о сложной организации геофизической среды, связанные с ее иерархической “кусковатостью” [27, 28], о нелинейных процессах накопления и концентрации рудных минералов [40] и о более общих проблемах вещественных преобразований в недрах твердой Земли [14]. Вполне закономерно появление представлений о нелинейности процессов структурообразования и в более общем плане, нелинейности эволюции тектоносферы, что и находит отражение в понятии нелинейной геодинамики [20, 23].

Ясно, однако, что формирование нового направления и формулирование новых понятий не может обойтись без споров, острых дискуссий. Многие искренне заинтересованные специалисты задаются вопросами, что такое нелинейная геодинамика, чем она отличается от линейной и какой геодинамикой мы занимаемся прежде – линейной или нелинейной. Кем-то делаются попытки дать определение, а кто-то требует таких определений. Говорят о необходимости создать “понятийную

базу”, определить систему понятий. Это, по всей вероятности, справедливые и правомерные вопросы и требования, вполне естественные при становлении нового направления в науке.

Некоторые ответы и частичные объяснения можно получить в публикациях последних лет [20, 23, 24]. В предисловии к сборнику “Нелинейная геодинамика” Ю.М. Пущаровский пишет, что “сначала она (нелинейная геодинамика – В.Ш.) определялась как область, изучающая особенности неупорядоченного проявления во времени и пространстве структурообразующих движений в пределах тектоносферы”. Однако более полное, по его мнению, объяснение может звучать сегодня так: “Нелинейная геодинамика начинается там, где в геосферах появляются нерегулярности, резкие отклонения в развитии большого круга геологических процессов: тектонических, магматических, метаморфических, седиментационных, рудообразующих и других, так или иначе связанных с энергетикой недр” [20, с. 3]. Разумеется, это – объяснение, но все же не строгое определение. Из-за этого и остается неудовлетворенность, а в некоторых случаях приходится слышать и недоумение.

Иногда, например, вполне традиционную региональную работу, снабженную тектоническим анализом, тот или иной автор относит к области нелинейной геодинамики просто потому, что нет полных подобий и четкой регулярности в рассматриваемой структуре и ее развитии, и этого как бы достаточно, чтобы говорить о хаотичности, а, стало быть, и о нелинейности.

А некоторые претензии к новому направлению не лишены сарказма. Приходится иногда слышать, что все разговоры вокруг нелинейной геодинамики напоминают известного мольеровского господина Журдена, который “и не подозревал, что вот уже более сорока лет говорит прозой”. Надо, пожалуй, признать, что и это замечание не лишено смысла. В самом деле, может быть, мы всегда занимались нелинейной геодинамикой или тектоникой, не задумываясь об этом. Однако же когда-то надо это осознать, осмыслить и вообще разобраться в том, почему мы говорим прозой.

Видимо, в таком разном отношении исследователей к новым идеям в науках о Земле – энтузиазме одних и скепсисе других – повинно то, что во всех дискуссиях о нелинейной геодинамике нет четкого разделения самого явления или процесса, т.е. объекта исследования, и наших представлений о нем и даже, вернее, нашей способности выразить понимание существа явлений или процессов, которые связаны с понятием геодинамика. То, что все тектонические, магматические и метаморфические и другие процессы, обусловленные эндогенной энергией, сложны, многообразны, крайне неоднородны и неравномерны, геологи всегда понимали, знали или хотя бы чувствовали интуитивно. Однако способы описания, обобщения и, в конечном счете, модели эволюции тектоносферы и процессов структурообразования всегда были детерминистскими, где связи причин и следствий были определенными и однозначными, т.е. опирались на классическую механику и физику. Всегда было понятно, что такие модели – только грубое приближение к природе и, конечно же, они не отражают всю сложность и многогранность природного процесса. Но все-таки казалось при этом, что существо и основные тенденции эволюции тектоносферы могут быть выражены и в таких грубых приблизительных моделях. Ну а уточнение и детализация таких моделей – задача дальнейших исследований, когда путем последовательных усложнений можно будет, как казалось, приблизить эти модели к реальным природным условиям. Но сам стиль мышления, основанного на классической физике, не позволял сомневаться, что такие модели всегда останутся детерминистскими, а причинно-следственные связи не утратят своей жесткости.

I

Видимо, лучше всего показать эволюцию представлений о процессах структурообразования и соответствующие этим представлениям модели на каких-то конкретных примерах. И одним из самых показательных примеров, как кажется, будет проблема механизма складкообразования, и шире – проблема деформаций горных пород в

природных условиях. Проблема традиционная, обсуждается в теоретической тектонике с момента возникновения самой этой дисциплины и даже до того, как было сформулировано само понятие геотектоники. Подробное рассмотрение этой проблемы не входит сейчас в нашу задачу, хотя могло бы составить увлекательнейшую главу в книге типа “Великие геологические споры” Э. Хэллема¹. Существо дискуссий, однако, состоит в том, что подход к проблеме складкообразования с давних пор разделял геологов на сторонников первичности действия горизонтальных сил, с одной стороны, и вертикальных сил – с другой. И это традиционное разделение в какой-то мере сохраняется до сего дня, несмотря на то, что представления о причинах и движущих силах деформаций пород в природных условиях, полученные в последнее время, позволяют преодолеть этот упрощенный (линейный!) подход к проблеме.

Сорок лет назад, когда мне посчастливилось поступить на работу в отдел геодинамики ИФЗ (так тогда, в 1956 г., называлась лаборатория В.В. Белоусова), одной из основных проблем, над которой работала значительная часть коллектива, была проблема механизма складкообразования. Для ее решения велись специальные полевые работы в Каратау (В.В. Эз, М.В. Гзовский), на Кавказе (И.В. Кириллова, А.А. Сорский), моделировались процессы деформации на различных материалах на разнообразных экспериментальных установках (большая группа сотрудников под руководством М.В. Гзовского). Это, по всей вероятности, одна из первых лабораторий в нашей стране, где последовательно и систематически начали проводиться исследования по экспериментальной тектонике или тектонофизике.

Но все модели того времени, как экспериментальные физические, так и умозрительные (теоретические) качественные, опирались на механику сплошной среды, физику твердого тела, когда силовые воздействия тем или иным образом прикладывались к однородным объемам идеализированного вещества. Такова когда была общая установка (сейчас бы мы сказали – господствующая парадигма): деформируемые массивы горных пород – это пассивные тела, подвергающиеся каким-то активным воздействиям извне. И задача состояла в том, чтобы вычленивать из многообразия природных условий, которые сопровождают эволюцию складчатой области, воздействия, оказавшиеся главными и решающими – сжимающие тангенциальные силы или вертикальные поднятия и опускания земной коры. Так развивался и наполнялся содержанием и опытом “геологический сопромат”. Стадия, по всей вероятности, совершенно необходимая, нужная и полезная. Были

¹ Хэллем Э. Великие геологические споры. М.: Мир, 1985. 216 с.

выяснены многие особенности деформации слоистых толщ: распределение напряжений, меняющееся в ходе деформаций, связь и взаимное влияние пластичных и разрывных деформаций, соотношение и парагенез различных типов и рангов структур. Но, тем не менее, проблема структурообразования в целом и главным – причины и движущие силы тектогенеза – однозначно не решалась. По-прежнему оставался вопрос, какие воздействия, вертикальные или горизонтальные, приводят к формированию складчатых зон, с их закономерным и упорядоченным (как стало ясно к концу 50-х–началу 60-х гг.) распределением типов складчатости и сопровождающих их деформаций. Казалось, что стоит пойти по пути усложнения моделей, последовательно приближая их к неоднородности природных условий, и это приведет к однозначным ответам на все вопросы. Но одновременно было ясно, что никаким соблюдением критериев подобия нельзя добиться адекватности лабораторных моделей природе.

Тогда-то и появилось неясное, четко не сформулированное ощущение, что в рамках “геологического сопромата”, т.е. традиционных методов приложения законов классической механики к геологической реальности, решения проблемы, скорее всего, не будет. Здесь надо было бы знать теорему Геделя о том, что на определенной стадии необходимо в поисках решения выйти за пределы системы принятых понятий, или в интерпретации Ю. Манина: “Для постижения полной истины необходима трансфинитная серия творческих актов (актов веры), истинность которых мы не доказываем, но угадываем” [18, с. 81].

Интуитивным прорывом на новый уровень в проблеме структурообразования была идея глубинного диапиризма, зародившаяся у И.В. Кирилловой (бурно обсуждавшаяся с А.А. Сорским, В.В. Белоусовым при скромном участии автора) [3, 11, 30, 35]. Диапиризм – понятие не новое, хорошо известное и изученное как будто бы тоже достаточно полно. И, тем не менее, это был прорыв на новый этап понимания всей проблемы в целом. Прежде всего, принципиально иной подход к проблеме структурообразования состоял в том, что деформируемые объемы пород перестали пониматься как пассивные, инертные тела, которые только в той или иной мере реагируют на приложенные к ним воздействия. Источники сил и причина деформаций возникают внутри них самих, а “деформируемые” объемы превращаются в “деформирующиеся”. Кроме того, явление, установленное в верхних горизонтах осадков и не вызывающее споров, распространялось на совершенно другие объемы и масштабы. В принимаемой схеме должны были работать не только весь объем накопившихся осадков, но и верхние горизонты консолидированной коры. А при поиске первопричин внутренней активности этой верх-

ней части земной коры во взаимодействии с поверхностными горизонтами надо было включить весь объем тектоносферы.

Идея глубинного диапиризма как причины и условия формирования складчатых зон начала разрабатываться и углубляться. На нее стали примерять различные по масштабу и характеру явления на разных уровнях земной коры. Было проведено моделирование на различных лабораторных и математических моделях, особенность которых состояла в том, что испытываемый образец не подвергался никаким механическим воздействиям извне [6, 7, 12]. В нем лишь задавались тем или иным способом внутренние неоднородности, плотностные и реологические, создававшие неравновесное состояние. Модели показали (и, может быть, доказали) работоспособность и эффективность и идеи, и вытекающей из нее схемы. В конечном счете В.В. Белоусовым была сформулирована гипотеза адвекции как разновидности конвекции, ограниченной, неполной конвекции, в условиях земных недр [4]. Применительно к тектоническим процессам адвекция означает ограниченную конвекцию, когда вещество, вовлеченное в этот процесс, совершает не более половины полного оборота по траекториям конвективной ячейки, т.е. легкое поднимается вверх, тяжелое опускается вниз, и на этом процесс останавливается. Возобновление движений в том же объеме вещества может быть вызвано только новым энергетическим импульсом и не обязательно будет унаследованно развивать сложившиеся на предыдущем этапе направления движений и деформаций.

Новый уровень понимания структурообразующих процессов, связанный с понятием об адвекции, не отрицает, впрочем, всего того багажа, который был накоплен теоретической и экспериментальной тектонофизикой на стадии “геологического сопромата”. Однако взаимосвязанные ситуации сжатия–растяжения порождаются не внешним сосредоточенным воздействием, а возникает внутри самих деформирующихся объемов пород, источники и причины деформации размещаются внутри них самих. Вопрос о первичности вертикальных или горизонтальных сил при механизме адвекции просто снимается, поскольку действуют объемные массовые силы, а не сосредоточенные, приложенные к деформирующимся породам извне. Также бессмысленно в этом случае говорить о первичности или главенствующей роли горизонтальных или вертикальных движений, поскольку и те, и другие компенсационно взаимосвязаны и не могут реализоваться одни без других.

Таким образом, можно действительно вслед за А. Суворовым утверждать, что “великий геологический спор” – фиксизм или мобилизм, в настоящее время утратил какой-либо смысл”, поскольку

“это две стороны одного и того же процесса преобразования земных недр” [31, с. 208]. И этот аргумент можно считать исчерпывающим, и вовсе нет надобности в следующем, как бы подкрепляющем выводе А. Суворова, что “фиксизм стал частью мобилизма” [31, с. 208]. В равной мере будет справедливо и обратное. Тем более, как будет показано дальше, современные модели структурообразования, учитывающие конкретные данные по строению складчатых зон, оказываются чрезвычайно близкими по существу, независимо от того, каких идейных позиций придерживается тот или иной исследователь.

Понятие об адвекции и адвективных движениях позволяет поставить в один ряд процессы формирования таких разных по величине структур, как диапиры в самых верхних горизонтах осадочной толщи, иногда размером в первые метры – в разрезах четвертичных отложений, и мантийные диапиры, охватывающие нижние горизонты коры и верхнюю мантию, размеры которых измеряются сотнями километров. И если в первых результаты процесса могут быть исследованы с любой доступной степенью детальности визуально, то о мантийных диапирах мы получаем представление по косвенным геофизическим и петрохимическим данным.

Теоретическое рассмотрение адвективных процессов, базирующееся на физических теориях конвекции, выводит всю проблему в область нелинейных процессов, поскольку в линейной области возможности конвективных перемещений вещества весьма ограничены [38]. А более или менее реалистическая оценка параметров, ответственных за реализацию конвекции в конкретных условиях горных пород и земных недр, показывает, что конвективный (адвективный) процесс здесь всегда будет развиваться по нелинейным законам. И эти оценки относятся к условиям начала процесса, первого толчка к тому, чтобы началось выравнивание неравновесного неустойчивого состояния. Если же учесть, что свойства самих пород, участвующих в процессе, по мере его развития непрерывно меняются в изменчивом поле внешних термодинамических условий, то становится понятно, что нелинейность всей картины только усугубляется.

Дальнейшее развитие и углубление концепции адвективных движений, состоявшее главным образом в том, чтобы проверить и опробовать общие соображения и общую идею на конкретных регионах, привело к заключению, что простая схема одноактной и единичной адвекции реализуется в природе крайне редко, скорее как исключение. Фактические данные по структуре и эволюции самых разных областей позволили установить, что в тектоносфере осуществляется многоэтажная (каскадная) адвекция, а в верхних горизонтах

коры, где имеется детальный геологический материал, можно выявить, что она к тому же еще построена иерархически. Такие многоярусные иерархические модели адвекции получены теоретически и экспериментально, с одной стороны, [8, 9, 10, 15, 16], с другой – вытекают из анализа конкретного строения таких складчатых орогенных сооружений, как Тянь-Шань на неотектоническом этапе [13] или Большой Кавказ в альпийском цикле (рисунок) [39]. Сравнение схемы (рис. 1) с рисунками 5 и 6 в [13] показывает, что они очень близки в главном и оказываются разным отображением одного и того же процесса. А ситуация общего сжатия, в которую помещена земная кора на схемах М.Г. Леонова [13], может быть обусловлена, на мой взгляд, адвекцией более общего ранга, охватывающей и саму складчатую зону Южного Тянь-Шаня, и ее обрамление. Сходные в самом существенном геодинамические модели, опирающиеся на фактические данные и полученные разными исследователями, с моей точки зрения, весомый аргумент в пользу того, что спор – фиксизм или мобилизм, несмотря ни на какие декларации, потерял смысл и может считаться законченным.

Самая крупная адвективная ячейка включает в себя целую серию ячеек более высоких рангов, вкладывающихся одна в другую подобно матрешкам в известной народной игрушке. Детальность выделения мелких ячеек зависит от масштаба и детальности наблюдений, но, вообще говоря, самые мелкие ячейки могут соответствовать отдельным даже самым мелким складкам. При таком иерархическом устройстве адвективных ячеек каждый конкретный участок локальной структуры оказывается в зоне влияния адвективных движений разного порядка.

Если при этом учесть, что адвекция – процесс не непрерывный, по достижении какого-то относительного равновесия процесс останавливается, причем в разных условиях он может остановиться на разных стадиях, то легко себе представить, к каким бесчисленным комбинациям конкретных структур, разнообразным по сложности, сочетанию парагенезов, может привести иерархия адвективных ячеек только в приповерхностной части земной коры. В пределе такая картина может приближаться к хаотической. Но поскольку в большинстве деформированных складчатых комплексов все же устанавливаются те или иные закономерности распределения деформаций и их парагенезов, то удастся выявить и соподчиненность разных порядков адвективных ячеек, ответственных за происшедшие процессы структурообразования.

Нет оснований полагать, что в глубоких этажах земной коры и в верхах мантии адвективные ячейки устроены проще и не содержат иерархически

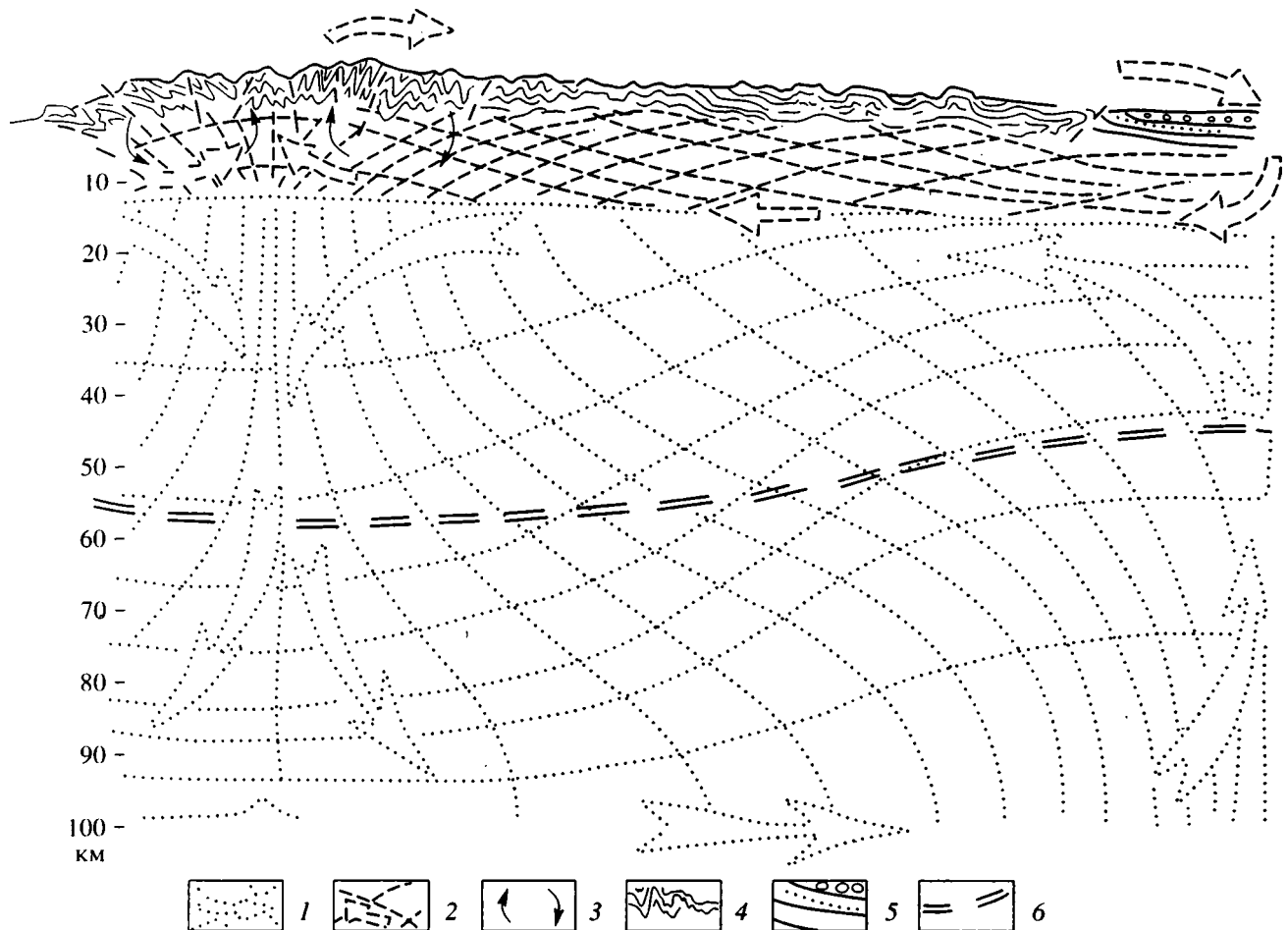


Рис. 1. Схема двухэтажной иерархической адвекции в литосфере складчатой области

1 – контуры условных первоначально квадратных ячеек [7], деформированных адвективным процессом, и направление движения вещества в нижнем этаже литосферы; 2 – то же в верхнем этаже; 3 – направление адвективных движений второго ранга, вложенных в адвекцию верхнего этажа (глубинный диапиризм); 4 – складчатость в осадочном чехле; 5 – недеформированный осадочный чехол; 6 – поверхность Мохоровичича.

соподчиненных ячеек разного порядка. В пользу сложности и многопорядковой иерархии структур глубинных зон косвенным свидетельством могут служить сложные деформации глубокометаморфизованных толщ, наблюдаемые на поверхности. Однако для конкретного выявления таких иерархий в глубоких частях коры нет достаточно детального геофизического материала. Поэтому для глубоких земных недр вынужденно рисуется схематическая упрощенная картина обобщенной адвекции.

Таким образом, заключая эту часть размышлений, можно сказать, что сложность проблемы структурообразования только сейчас получила адекватный этой сложности инструмент для исследования. Представляя себе всю многопорядковую сложность и неоднородность самого объекта и процесса, исследователи тем не менее шли путем последовательного приближения от простых

детерминистских моделей к нелинейным неравновесным моделям. Последние оказались более близкими к природе, непротиворечиво описывают огромное разнообразие конкретных ситуаций, встречающихся в самых разных складчатых областях, отвечают на многие вопросы, которые оказывались неразрешимыми в рамках линейных детерминистских гипотез. Это не означает, что проблема структурообразования уже получила какое-то окончательное решение. Вопросов и загадок еще очень много, и в рамках адвективной концепции сделаны пока только первые шаги, она далеко не исчерпала себя.

Большие перспективы открываются в лабораторном моделировании на структурированных (композиционных) моделях и материалах [32, 33]. Здесь тоже пока нет аналитического аппарата механики для теоретического исследования таких моделей, однако качественная оценка уже

накопленного опыта деформации таких моделей показывает, что здесь может быть получено огромное разнообразие разного рода структур и их парагенезов, очень часто встречающихся в природе, которые не удается объяснить в рамках классической механики.

II

Есть и другая проблема в тектонике и геодинамике, подходы к которой не менее ярко иллюстрируют эволюцию складывающихся представлений и постепенный переход от простых линейных моделей ко все более сложным и, в конечном счете, к пониманию того, что только нестационарные нелинейные процессы могут адекватно отразить сложность явления. Речь идет о структурно-вещественных неоднородностях земной коры, литосферы, тектоносферы. Неоднородность распределения структуры в пространстве очевидна, но насколько она закономерна, упорядочена или же хаотична и беспорядочна? Есть ли в структуре земной коры подобия, ритмичность, симметрии и антисимметрии, или это не поддающаяся никакому регулярному описанию хаотическое нагромождение неповторимых ситуаций, лишенных внутренних закономерностей распределения?

Проблема эта также стара и традиционна, как проблема структурообразования, может быть, даже древнее, поскольку восходит к Фрэнсис-Бэкону. С тех пор проблема пространственной организации структуры Земли занимала многих ученых, в том числе и тех, кого без всякого преувеличения можно назвать великими. Здесь можно назвать имена Ч. Лайеля, Эли-де-Бомона, Э. Зюсса, М. Бертрана, А.П. Карпинского, Г. Штилле, П. Фурмарье. И опять-таки это увлекательная и полная драматизма глава в истории наук о Земле [36, 37]. Но если выделить главное и самое существенное, что отличало поиски закономерностей в структуре Земли, то можно отметить два момента. Первое – это интуитивная убежденность естествоиспытателей, что упорядоченность структуры существует при всем разнообразии структур и причудливости их очертаний на поверхности, общая картина не может не подчиняться какому-то порядку, должна быть закономерной. Второе – это стремление найти математическое выражение для самых общих характеристик структурного устройства земной поверхности, выявить в беспорядочной на первый взгляд мозаике пятен топографической или тем более геологической карты закономерности, подчиняющиеся точным математическим формулам. И если первое обстоятельство – убежденность в наличии упорядоченности – получило подтверждение, то второе – математическая правильность – все время ускользает, оказывается приблизительной, неточной,

причем часто настолько неточной, что позволяет скептикам и вовсе отрицать ее. Что же оказалось установленным?

Уже к концу XIX – началу XX века были сформулированы так называемые географические гомологии (Э. Реклю, Л. Грин, Дж. Грегори), которые были дополнены геологическими гомологиями, подобиями (Э. Зюсс, А.П. Карпинский, П. Фурмарье). И эти эмпирические обобщения остаются справедливыми, не опровергнутыми, но в то же время и неостребованными. Стоит, видимо, разобраться, в чем тут дело, почему важнейшие, казалось бы, характеристики общего облика земной структуры не привлекают к себе должного внимания и не находят отражения в геодинамических обобщениях и моделях.

Во-первых, как представляется, дело здесь в том, что все эти закономерности не слишком точны, справедливы лишь на качественном уровне, почти точны для самых общих характеристик распределения воды и суши на земном шаре. А что касается геологических закономерностей, то здесь выбор критериев, по которым они устанавливаются, кажется иногда произвольным, искусственным, а оттого неубедительным. Кажется, что каждый может выбрать из сложной мозаики разноцветных пятен геологической карты то, что в данном случае кажется ему наиболее важным, соответствующим тому, что хочется найти. Во-вторых, поскольку в рамках обсуждаемых в данный момент геодинамических моделей и принятых механизмов, как бы действующих в литосфере, найти место существующим подобиям, симметрии и антисимметрии земного шара, регулярности и ритмичности определенных структур не так легко, то и факт существования всех этих явлений как бы не нужен. Это довольно обычный и особенно распространенный в наше время прием “заметания под ковер” тех фактов, которые не укладываются в концепцию и не поддаются рациональному объяснению. Их как бы нет, и нечего обсуждать.

Однако, оценивая наиболее распространенные и обсуждаемые сегодня концепции, касающиеся самых общих процессов эволюции литосферы, приходится констатировать, что все они опираются на законы классической физики, рассматриваются детерминистские модели для равновесных условий. И одновременно стало общим местом утверждение, что Земля в целом и даже только часть ее – тектоносфера – сложная, многокомпонентная система, развивающаяся и существующая вдали от состояния равновесия. И, стало быть, в ней должны действовать законы неравновесной нелинейной термодинамики. Исследование таких систем приводит физиков к выводу, что в их эволюции “хаос и порядок... могут непрерывно трансформироваться друг в друга при изменении

параметров системы. Не будет даже большим преувеличением сказать, что не бывает ни абсолютного порядка, ни абсолютного хаоса – это лишь предельные ситуации. Всякая же реальная система пребывает в некотором промежуточном состоянии, и оценивать следует близость этого состояния к одному из предельных, то есть абсолютному порядку или полному беспорядку” [5, с. 273].

Очевидно, что для наук о Земле из этого заключения физиков вытекает одна первостепенной важности задача – научиться оценивать соотношение порядка и хаоса в современном строении и состоянии Земли. То, что к этой задаче исследователи пока еще и не приступали, очевидно. Об этом свидетельствует то, что, с одной стороны, раздаются настойчивые призывы увидеть в земной структуре ясный и четко зафиксированный порядок, с другой, утверждения о полном хаосе и в пространстве, и во времени. Но истина, как это часто бывает, очевидно, где-то между этими крайними точками зрения.

Из сказанного, как мне кажется, ясно, что, только разработав методы оценки соотношения порядка и хаоса в структуре литосферы на глобальном, континентальном, региональном и локальном уровнях, можно говорить о выборе и конструировании адекватных природе геодинамических моделей, которые обязаны будут опираться на законы современной нелинейной термодинамики сложных неравновесных систем.

III

В заключение следует сказать, что нелинейная геодинамика – это новое научное направление, с одной стороны, опирающееся на весь опыт исследования эндогенных процессов, преобразующих лик Земли, с другой – более адекватно отражающее природу самого объекта исследования: верхних геосфер твердой Земли, а, возможно, и эволюцию всей планеты как единого тела. А соотношение геодинамики линейной и нелинейной примерно такое же, как теоретической кристаллографии с реальными, образованными природой кристаллами. Всем ведь хорошо известно, что идеальные кристаллы, отвечающие всем параметрам той или иной сингонии, в природе встречаются как исключение. Или геометрия Эвклида не перестает быть справедливой во всех частях своего величественного здания, но в то же время в природе не существует ни идеальных поверхностей, ни идеальных линий, ни тел. Мир фрактален, но это не означает, что надо забыть всю школьную геометрию и перестать ею пользоваться. Но наступает момент, когда возникают задачи, которые нельзя решить, оставаясь в рамках геометрии Эвклида. Поэтому вполне естественно и закономерно возникновение нелинейной

геодинамики именно сейчас, поскольку это отвечает общему уровню развития естествознания. Весьма вероятно, что на основе нелинейной геодинамики в науках о Земле будет сформулирована новая парадигма [24], хотя достаточно ясно, что пока мы находимся в самом начале пути.

Сейчас, очевидно, рано формулировать общие положения и содержание новой парадигмы, но некоторые наброски сценария общей эволюции Земли могут быть предложены. Скорее всего, основным механизмом обмена веществом и энергией между разными геосферами на всех этапах эволюции планеты служила многоэтажная (каскадная), иерархически построенная адвекция (конвекция). И источником энергии для этого служат преобразования вещества в глубинах Земли, эндогенная энергия. А вот механизм, регулирующий неравномерное и во времени, и в пространстве выделение эндогенной энергии (тектономагматические циклы) и приводящий на поверхности к распределению и сочетанию структурообразующих, тектонических, метаморфических и магматических процессов, возможно, связан с эволюцией системы Земля–Луна [1, 2]. Периодичность эволюции этой системы, как уже указывалось, неизбежно должна приводить к серьезным геофизическим и геологическим последствиям, поскольку на периодическое изменение расстояния между Землей и Луной, а, стало быть, и изменение угла наклона земной оси должны отзываться все геосферы, составляющие тело планеты, от ядра до земной коры, перераспределением напряжений, изменением направления движения потоков вещества, пертурбациями магнитного поля, вплоть до серьезных климатических изменений. Но это только самая общая схема, которая может быть предложена лишь как один из вариантов, над которым стоит работать.

Привлекательность этой схемы состоит еще и в том, что, если она и в самом деле реализуется в теле Земли, то все твердые геосферы по характеру процессов, управляющих их эволюцией, становятся в один ряд с атмосферой и гидросферой. Идея общности, единой природы этих процессов высказывалась Д.В. Наливкиным достаточно давно [19] и, вероятно, намного опередила свое время, поскольку мало кого заинтересовала и не получила продолжения. Однако сейчас специалисты, изучающие процессы в твердой Земле, мне кажется, вполне готовы, чтобы воспринять идею, что в литосфере, так же, как и в гидросфере и атмосфере, господствует система взаимосвязанных и взаимно влияющих друг на друга вихрей, всасывающих и нагнетающих, циклонов и антициклонов. Как известно, литосфера связана обменов вещества и энергией и с атмосферой, и с гидросферой, так же, как и с более глубокими недрами планеты. И при том, что каждая из геосфер ведет себя и развивается более или менее автономно,

они одновременно взаимозависят и влияют одна на другую, создавая вполне определенные граничные условия.

Разумеется, однотипные и сходные процессы в различных средах в силу разных реологических свойств самого вещества будут развиваться существенно по-разному, прежде всего с различными скоростями. Как следует из последних данных метеорологии, атмосфера “помнит” о процессах, происходящих в ней, примерно в течение недели, в океане такая память сохраняется месяцы. В литосфере следы изменчивых вихрей сохраняются, очевидно, на сотни миллионов лет, однако более молодые и современные движения разрушают и поглощают следы более древних. В силу этого с достоверностью, достаточной, чтобы представить себе общую картину, мы можем реконструировать историю континентальной литосферы только для фанерозоя (история ранней, докембрийской, Земли выглядит более фрагментарно и обобщенно), для океанской – и того меньше. Но, тем не менее, в смысле длительности раскрываемой истории литосфера, несмотря на все трудности таких реконструкций, оказывается в более выгодном положении, чем атмосфера и гидросфера.

Остается только повторить, что в решении всех этих проблем, связанных с нелинейной геодинамикой, мы в самом начале пути и все сказанное может рассматриваться как некоторая основа для формулировки конкретных проблем и задач. При этом полезно, а, может быть, и необходимо помнить, что “природа всегда богаче наших теоретических конструкций: в ней есть то, что мы утверждаем как существующее, но есть и то, что мы отрицаем как несуществующее” [17, с. 143].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авсюк Ю.Н.* Сопоставление эндогенных режимов материков в устойчивую геосинклинально-платформенную стадию со схемой приливной эволюции системы Земля–Луна // *Строение и эволюция тектоносферы.* М.: ИФЗ, 1987. С. 193–216.
2. *Авсюк Ю.Н.* Роль внешнего воздействия в нелинейной геодинамике // *Нелинейная геодинамика.* М.: Наука, 1994. С. 145–150.
3. *Белоусов В.В.* Некоторые вопросы глубинной тектоники // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология.* 1960. № 5. С. 3–12.
4. *Белоусов В.В.* Складчатость и основные типы тектонических деформаций // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1969. Вып. 4. С. 5–23.
5. *Гапонов-Грехов А.А., Рабинович М.П.* Нелинейная физика. Стохастичность и структуры // *Физика XX века. Развитие и перспективы.* М.: Наука, 1984. С. 219–280.
6. *Гончаров М.А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
7. *Гончаров М.А.* Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
8. *Гончаров М.А.* Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // *Геотектоника.* 1993. № 4. С. 19–29.
9. *Кирдяшкин А.Г.* Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука, 1989. 81 с.
10. *Кирдяшкин А.Г., Добрецов Н.Л.* Моделирование двухслойной мантийной конвекции // *Докл. АН СССР.* 1991. Т. 318. № 4. С. 946–949.
11. *Кириллова И.В.* Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости // *Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования.* М.: Изд-во АН СССР. 1962. С. 78–109.
12. *Лебедева Н.Б.* Опыт моделирования складчатой зоны // *Сов. геология.* 1966. № 2. С. 70–72.
13. *Леонов М.Г.* Тектоническая подвижность фундамента и внутриплатформенный тектогенез в свете представлений о нелинейности геологических процессов // *Нелинейная геодинамика.* М.: Наука, 1994. С. 79–103.
14. *Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
15. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1983. 251 с.
16. *Лобковский Л.И.* Схема двухмасштабной двухъярусной тектоники плит и внутриплитные деформации земной коры // *Докл. АН СССР.* 1988. Т. 302. № 1. С. 62–67.
17. *Любарский Г.А.* Рецензия на книгу Ю.В. Чайковского “Элементы эволюционной диатропики” // *Вестн. АН СССР.* 1991. № 3. С. 142–146.
18. *Манин Ю.И.* Теорема Геделя // *Природа.* 1975. № 12. С. 80–87.
19. *Наливкин Д.В.* Ураганы, бури и смерчи. Л.: Наука, 1969. 487 с.
20. *Нелинейная геодинамика.* М.: Наука, 1994. 191 с.
21. *Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1984. 432 с.
22. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника океанов и нелинейная геодинамика // *Докл. РАН.* 1992. Т. 324. № 1. С. 157–161.
23. *Пуцаровский Ю.М.* Нелинейная геодинамика (кредо автора) // *Геотектоника.* 1993. № 1. С. 3–6.
24. *Пуцаровский Ю.М.* О трех парадигмах в геологии // *Геотектоника.* 1995. № 1. С. 4–11.
25. *Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Гетерогенность мантии и конвекция // *Геотектоника.* 1989. № 5. С. 3–13.
26. *Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Неоднородности и конвекция в тектоносфере // *Геотектоника.* 1990. № 5. С. 3–9.
27. *Садовский М.А.* О значении и смысле дискретности в геофизике // *Дискретные свойства геофизической среды.* М.: Наука, 1989. С. 5–14.

28. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Дискретные иерархические модели геофизической среды // Комплексные исследования по физике Земли. М.: Наука, 1989. С. 9–26.
29. Самоорганизация и наука: опыт философского осмысления. М.: Ин-т философии РАН, 1994. 349 с.
30. Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 9–41.
31. Суворов А.И. История мобилизма в геотектонике. М.: Наука, 1994. 224 с.
32. Талицкий В.Г. Структурные уровни деформаций в земной коре // Экспериментальная тектоника и полевая геофизика. Киев: Наук. думка, 1991. С. 297–301.
33. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 61–70.
34. Хакен Г. Синергетика. М.: Мир, 1985. 423 с.
35. Шолпо В.Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 167 с.
36. Шолпо В.Н. Структура Земли: упорядоченность или беспорядок. М.: Наука, 1986. 160 с.
37. Шолпо В.Н. Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов // Геотектоника. 1993. № 4. С. 3–18.
38. Шолпо В.Н. Конвекция, диапиризм, адвекция // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 168–180.
39. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 191 с.
40. Щеглов А.Д., Говоров П.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 321 с.

Consideration of Nonlinear Geodynamics

V. N. Sholpo

A new field of scientific investigation, nonlinear geodynamics, which has emerged in recent years and is widely discussed in the Russian literature, is closely related to the modern stage in the development of the physical sciences, primarily physics and chemistry. At the same time, the approach to the very basic principles of this new science causes much controversy among scientists. Discussions and debates seem to stem from the fact that the basic concepts and system of definitions have not been properly devised so far, and, more importantly, participants in the said discussions often confuse the process or phenomenon itself, i.e., the subject of the study, and our aptitude to express adequately its essence in our theoretic models. Using the example of the evolution of the concepts dealing with the two major problems of geotectonics, structure-forming processes within the earth's crust and correlation of orderliness and chaos in the crustal surface structure, the author shows the transition from simple models based on the laws of classical mechanics to more and more complex disequilibrium, nonlinear models, which more adequately reflect the real-life conditions existing within the tectonosphere.

УДК 551.24

ГЕОТЕКТОНИКА НА НОВОМ ПЕРЕЛОМЕ СВОЕГО РАЗВИТИЯ

© 1996 г. В. Е. Хаин

Институт литосферы РАН, Москва

Поступила в редакцию 20.03.1996 г.

В статье отмечается, что несмотря на успехи, достигнутые геологией на основе применения теории тектоники литосферных плит и на подтверждение положенных в ее основу принципов, эта теория не может претендовать на значение глобальной геодинамической модели. В настоящее время контуры такой модели начинают намечаться, но спорным остается вопрос о месте в ней тектоники плит. По мнению автора, она должна стать интегральной частью новой модели. Рассматриваются далее общие требования, которым эта модель должна соответствовать, и применение в геотектонике и геодинамике некоторых новых общенаучных понятий.

Тридцать лет назад геотектоника, а с ней и вся теоретическая геология пережили научную революцию – фиксисткая геосинклинально-орогенно-платформенная парадигма¹ сменилась мобилистской парадигмой тектоники литосферных плит. На ее основе геология успешно и весьма интенсивно развивалась и продолжает развиваться в течение этих трех десятилетий. Однако в последние годы все больше начинает ощущаться, что тектоника плит не стала той общей подлинно глобальной теорией Земли, о которой уже двести лет, начиная с Джеймса Хаттона (Геттона) мечтают геологи. Об этом у нас писали Л.П. Зоненшайн [3], Ю.М. Пуцаровский [6], автор этих строк [11, 13], а в начале 1994 г. группа японских геологов и геофизиков прямо поставила вопрос о необходимости очередной смены парадигмы [14]. Эти взгляды японских ученых изложены в № 1 журнала “Природа” за 1995 г. Ю.М. Пуцаровским и автором [7, 12]. Но пока новая парадигма находится в стадии становления, и ее контуры еще подлежат уточнению. Именно в связи с этим я и предпринимаю попытку привлечь внимание к некоторым спорным вопросам. Среди них следует остановиться на двух главных: 1) найдет ли себе место в новой парадигме тектоника плит, или она полностью себя исчерпала и 2) какие основные принципы должны быть положены в основу новой глобальной геодинамической модели развития Земли.

¹ Само по себе учение о геосинклиналях не следует отождествлять с фиксизмом, ибо это чисто эмпирическое обобщение имело и мобилистское толкование, в особенности у Э. Аргана. Речь должна идти о фиксистской версии геосинклинальной концепции.

НАЙДЕТ ЛИ МЕСТО В НОВОЙ ПАРАДИГМЕ ТЕКТОНИКА ПЛИТ?

С тектоникой плит сложилось, на первый взгляд, парадоксальное, но на самом деле вполне естественное положение. С одной стороны, ее основные принципы получили многократное подтверждение независимыми методами: глубоководное океанское бурение, наблюдения с подводных обитаемых аппаратов, сейсмическая томография, наконец, космическая геодезия. С другой стороны, выяснилось, что эти принципы подлежат уточнению и дополнению, что они не охватывают все стороны эндогенной активности Земли и что действие тектоники плит в ее классической форме ограничено в пространстве верхними оболочками твердой Земли (до 400 км) и во времени последним миллиардом лет ее истории. Обо всем этом автору пришлось уже писать в ряде статей и в книге, написанной вместе с М.Г. Ломизе [10, 11, 13], пересказывать содержание которых здесь не имеет смысла. Но стоит остановиться на другом: верно ли, что уже предложены некие более удачные альтернативные концепции. Однако прежде следует отвести некоторые, на мой взгляд, несправедливые упреки в адрес тектоники плит.

Один из них относится к явлению субдукции – обязательному элементу этой концепции. Сомнения в отношении реальности субдукции многократно высказывались критиками тектоники плит. Теперь к ним присоединился Ю.М. Пуцаровский, посвятивший этому вопросу даже специальную статью [5]. Между тем феномен субдукции нашел убедительное подтверждение в данных глубоководного бурения в сочетании с сейсмическими исследованиями в районах Алеутской дуги и о-ва Барбадос, где удалось проследить уход океанских плит под островные дуги на расстоянии 180–200 км. А сейсмическая томография

установила их погружение в некоторых случаях не только до границы верхней мантии (о чем было известно по распределению очагов землетрясений), но и до границы мантия/ядро. Впрочем, уже простое диссимметричное распределение зон океанской коры разного возраста в Тихом океане по обе стороны Восточно-Тихоокеанского поднятия в сравнении с симметричным в Атлантике, выражающееся в том, что к востоку от поднятия нет коры древнее эоценовой, наглядно свидетельствует о субдукции мезозойской коры под континенты Северной и Южной Америки.

Второй касается сомнений Ю.М. Пушаровского [6] относительно реальности существования крупных литосферных плит – Тихоокеанской, Евразийской и других. Но достаточно посмотреть на мировую карту расположения осей спрединга, простирая линейных магнитных аномалий океанского ложа, жестко в них впаивных, чтобы убедиться в справедливости выделения таких плит. Добавим к этому данные о распространении напряжений сжатия на расстояние более тысячи километров от осей спрединга, свидетельствующие об относительной жесткости и монолитности плит (такие факты сообщались недавно в ряде докладов: В.И. Макарова и др. – на 29-ом тектоническом совещании в Москве), и особенно данные космической геодезии, убедительно это подтверждающие.

Теперь об альтернативных, по мнению Ю.М. Пушаровского [6], течениях в современном мобилизме. Первой называется концепция тектонической расслоенности литосферы. Выдвижение этой концепции и ее разработка является несомненно большой заслугой коллектива тектонистов Геологического института АН и, прежде всего А.В. Пейве, и затем поддержавшего ее Ю.М. Пушаровского. Но может ли тектоническая расслоенность литосферы служить альтернативой тектоники плит, т.е. заменить ее в качестве глобальной геодинамической модели? Ни в коем случае. Во-первых, эта расслоенность существенно проявляется повсеместно, в разной степени и в разной форме; ее нельзя считать столь же универсальной, как разделение литосферы и астеносферы (или коры и мантии), это другой уровень реологического расчленения верхней твердой Земли, подчиненный по отношению к выделению самой литосферы. Во-вторых, что не менее, если не более важно, концепция тектонической расслоенности не содержит никакого механизма движений и деформаций литосферы, не предусматривает никаких закономерностей их проявления. Поэтому я продолжаю считать, что концепция тектонической расслоенности служит лишь весьма полезным и необходимым дополнением к тектонике плит, но никак не ее альтернативой.

То же касается и “террейновой” концепции. Новое в ней заключалось в том, что внутренние зоны крупных подвижных поясов состоят из отдельных литосферных и коровых блоков, разделенных разломами, блоков, которые имеют разную природу и первоначально могли располагаться на большом (многие сотни, даже тысячи километров) расстоянии один от другого, а впоследствии, испытав перемещения не только поперек, но и вдоль (и это главное!) континентальных окраин, спаяться вместе, образовав единую орогенную структуру. Из сказанного очевидно, что применимость террейновой концепции ограничивается подвижными поясами неогена, а в ретроспективе – фундаментом древних платформ. Опять-таки сама по себе террейновая концепция не содержит никакого другого механизма, чем плитно-тектонический. Причем террейны – это единицы делимости литосферы второго, если не третьего порядка по отношению к делимости на крупные и среднего размера плиты. Следовательно, и террейновая концепция – не конкурент тектонике плит.

Третья версия неомобилизма – это возрождение вегенеровского дрейфа, т.е. самостоятельного перемещения континентальных глыб. Но, спрашивается, по какой поверхности они перемещаются? Судя по тому, что корни континентов находятся на глубине до 400 км и, следовательно, включают и литосферную мантию, значит, перемещение происходит не по поверхности Мохо, а по поверхности астеносферы, а это уже совсем не по Вегенеру. А далее из приведенных примеров: раскрытие Лабрадорского моря, Индийского океана и т.п. – вытекает, что после образования соответствующих осей спрединга вместе с континентами должна была двигаться и обрамляющая их океанская литосфера, входившая в состав тех же плит, и это снова тектоника плит, а не вегенеровская версия мобилизма! Стало быть, и здесь нет никакой альтернативы тектонике плит.

К числу возможных альтернатив тектонике плит может относиться еще пульсационная гипотеза, в защиту которой весьма красноречиво выступает Е.Е. Милановский [4]. Это следует из подтекста его статьи и, в особенности, из утверждения, что в случае отказа от постулата классической тектоники плит о неизменности радиуса Земли “присущая плитотектоническим моделям изящная и строгая геометрия взаимных перемещений плит лишается своей теоретической основы” [4, с.4].

Автор этих строк на протяжении почти всей своей научной деятельности, начиная с 1939 г. [9], симпатизировал идеям пульсаций Земли. Но я полагаю, что изменения радиуса Земли происходили в пределах нескольких процентов, поскольку для таких изменений был предложен правдоподобный механизм [2]. При таком ограниченном

масштабе пульсации не могут отражаться на глобальных палинспастических построениях, что и подтверждается успешной практикой таких реконструкций, в особенности касающихся тройных сочленений границ плит. Е.Е. Милановский не указывает, какой масштаб изменений радиуса Земли им допускается, и это естественно, поскольку геолого-геофизическими методами вычислить эту величину очень трудно (но когда-нибудь это будет, вероятно, сделано). Во всяком случае, историко-геологические данные указывают на постоянную сопряженность растяжения и сжатия как в глобальном, так и в региональном плане, что противоречит представлению о чередовании эпох абсолютного преобладания одной из этих тенденций.

Здесь следует заметить, что для большинства упреков в адрес тектоники плит характерно игнорирование одного из основных требований системного анализа – учета иерархии явлений. Дело в том, что тектоника плит “работает” практически безупречно лишь на глобальном уровне. А вот на региональном, тем более локальном уровне ее действие осложняется и расчлененностью литосферы, ее расчленением на микроплиты и террейны, окраинноплитными и внутриплитными деформациями и эффектом пульсаций объема Земли.

В целом же можно констатировать, что никакой реальной альтернативы тектонике плит как теории, описывающей глобальный механизм динамических процессов в верхних оболочках Земли – литосфере и астеносфере, не предложено. А наиболее существенным дополнением к этому механизму служит концепция мантийных струй – плюмов, вопрос взаимодействия которых с конвективными течениями, лежащими в основе тектоники плит, на более глубоких уровнях недр Земли остается открытым. Но заранее можно предвидеть, что именно в решении этого вопроса лежит ключ к созданию новой глобальной геодинамической модели (см. ниже).

Однако пока необходимо признать, в согласии с японскими учеными, что тектоника плит должна войти в состав такой модели. В этом не будет ничего удивительно – ведь геометрия Эвклида после появления неэвклидовых геометрий сохранила свое значение, хотя и в ограниченном смысле, и то же произошло с механикой Ньютона после появления теории относительности и квантовой механики. Нельзя считать, кстати, что учение о геосинклиналях оказалось полностью опровергнутым с появлением тектоники плит. В действительности применение актуалистического метода привело, во-первых, к замене абстрактных понятий этого учения конкретными современными аналогами: миогеосинклинали – пассивные континентальные окраины, срединные массивы – ми-

кроконтиненты, геоантиклинали – островные дуги, интрагеосинклинали – окраинные моря, преддуговые, междугровые прогибы, глубокоководные желоба, и, во-вторых, к замене фиксистского представления о развитии геосинклиналей всецело под действием мантийных процессов, происходящих непосредственно под ними, идеей об определяющей роли в этом развитии взаимодействия литосферных плит, на границе которых данная геосинклиналь развивается, и, соответственно, о смене господства растяжения в начале этого развития сжатием на его завершающих стадиях. В цикле Вилсона в трансформированном виде можно распознать ту стадийность эволюции геосинклинальных поясов, которая была разработана в результате многолетнего изучения последних.

ОБ ОСНОВНЫХ ПРИНЦИПАХ ПОСТРОЕНИЯ ПОДЛИННО ГЛОБАЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

В настоящее время новая парадигма, призванная сменить монополию тектоники плит, находится еще в стадии становления, *in statu nascendi*, поэтому в отношении ее конкурентного содержания приходится ограничиться лишь общими рассуждениями, формулировкой некоторых основных принципов и требований.

Первое требование – новая модель должна быть подлинно глобальной, т.е. охватывать процессы, происходящие во всех оболочках твердой Земли, до внутреннего ядра включительно. В более отдаленной перспективе можно предвидеть, что в рассмотрении будут включены также гидросфера и атмосфера. Во всяком случае влияние на них эндогенных процессов несомненно, а возможно и существование обратной связи [16].

Второе требование – новая модель должна исходить из разделения твердой Земли на геосферы, главными из которых являются литосфера, астеносфера, средняя мантия (410–670 км), нижняя мантия (670–2900 км), внешнее ядро (2900–5100 км), внутреннее ядро (5100–6400 км). В последнее время появились сведения о возможности существования дополнительных границ, в частности, в нижней мантии на уровне ~1000 км [15]. Далее следует допустить квазиавтономность процессов (конвекция, адвекция), протекающих в каждой из геосфер.

Третий принцип – в каждой из оболочек должна наблюдаться относительная взаимокompенсация восходящих и нисходящих тепломассопотоков, осуществляемая благодаря латеральным перетокам и обеспечивающая стабильность, опять-таки относительную, их ограничений.

Четвертый принцип – несмотря на автономность процессов, протекающих в каждой из геосфер, между ними, несомненно, проявляется

взаимодействие – конвекция и адвекция в более глубоких геосферах индуцируют, в трансформированном виде, соответствующие процессы в более поверхностных геосферах, как это было показано. в частности, в работе Ю.М. Пушаровского с коллегами [8]. Осуществляется и обратная связь – процессы в верхних оболочках влияют на процессы в более глубоких геосферах. Это касается субдукции; в модели японских ученых субдуцируемые пластины литосферы, достигая внешнего ядра, провоцируют в нем возникновение плюмов. Но возможно образование плюмов и за счет материала, субдуцированного до кровли нижней мантии.

Пятый принцип – необходимо признать определяющую роль тектоники плит в динамике верхних оболочек твердой Земли – литосферы и астеносферы, вместе образующих тектоносферу (этот тезис уже был обоснован выше).

Шестой принцип – должную роль следует отнести и плюм-тектонике, особенно на более глубоких уровнях, чем тектоносфера. Выяснение относительного значения и взаимодействия плюм- и плит-тектоники как на современном этапе развития Земли, так и на более ранних этапах – важнейшая задача современной геодинамики.

Седьмой принцип – все геодинамические процессы должны рассматриваться в исторической перспективе, с учетом направленности и цикличности развития Земли. Характер этих процессов должен был неизбежно меняться в связи с общим охлаждением Земли, снижением уровня тепло- и флюидогенерации.

Восьмое требование – должна найти объяснение многоуровневая периодичность и цикличность в изменении эндогенной активности Земли, находящая многообразное проявление (усиление деформаций) сжатия/растяжения, инверсии магнитного поля, колебания уровня Мирового океана и др. – см. обобщающую работу Е.Е. Милановского [4].

Девятое требование – определенная роль в новой геодинамической модели должна быть отведена изменениям ротационного режима Земли (скорость вращения, наклон оси, прецессии), гравитационного воздействия Луны (см. интересную, хотя и спорную работу Ю.Н. Авсюка [1]), а также скоплений космической пыли, пересекаемых Землей на ее пути по галактической орбите. Иначе говоря, воздействию на Землю внешних космических факторов, которые могут в резонансе с глубинными процессами определять периодическое изменение интенсивности последних.

В настоящее время перечисленным требованиям в наибольшей степени отвечает японская модель 1994 г. [14], однако и она не учитывает их полностью (пункты 8 9, в частности) и не все стороны глубинной геодинамики в ней рассмотрены

достаточно полно и убедительно, в особенности трансформация процессов на границе главных геосфер.

О ПРИМЕНЕНИИ НЕКОТОРЫХ НОВЫХ НАУЧНЫХ ПОНЯТИЙ В ГЕОТЕКТОНИКЕ И ГЕОДИНАМИКЕ

В своей недавней статье Ю.М. Пушаровский справедливо указывает, что “такие понятия, как хаос, детерминированный хаос, самоорганизация, нелинейная геодинамика, должны войти в фонд геологических понятий” [7, с.4]. Я бы добавил к этому перечню уже не столь новый системный анализ, недоучет требований которого, как говорилось выше, приводит ко всяким недоразумениям. Помимо упоминавшихся примеров, это касается и отклонений от закона увеличения глубины ложа океанов с увеличением возраста коры и расстояния от оси спрединга. Кстати, последний пример может быть использован и для демонстрации справедливости принципа нелинейности. Однако применение этого последнего понятия требует его уточнения, иначе под него подгоняются совершенно различные вещи. Чем же отличаются нелинейные процессы от линейных? Если линейные процессы описываются простыми уравнениями, отражающими соответствующие линейные зависимости, скажем, литостатического давления от глубины погружения дна осадочного бассейна, то нелинейность выражается в том, что эти зависимости в определенной степени нарушаются, заставляя вводить в уравнения дополнительные члены. В приведенном примере отклонения от закона возрастания давления с глубиной в осадочном бассейне связаны с процессами, происходящими в его выполнении при диагенеза и катагенеза и вызывающими появление зон так называемого аномально высокого пластового давления. Таким образом, одним из факторов проявления нелинейности служит изменение свойств самой среды в ходе действия на нее того или иного фактора. Другой причиной может служить изменение среды под влиянием внешних воздействий, например, в случае геодинамических систем под влиянием процессов в околоземном пространстве.

Но важно подчеркнуть, что нелинейность лишь нарушает и усложняет, но не отменяет закономерности, описываемые линейными зависимостями, например, закон Гука в механических системах, закон Ома в электрических системах. И еще одно – все системы в принципе являются нелинейными, но в большей или меньшей степени (БСЭ. Т. 17. С. 1322). И хаос, с которым мы имеем дело в геологии, является не хаосом в смысле броуновского движения, а детерминированным хаосом. Поэтому поиски закономерностей, управляющих геодинамическими процессами, остаются важнейшей задачей исследователей.

А выявление таких закономерностей требует, как говорят, мысленной линеаризации самих по себе нелинейных процессов.

Что же касается другого важного понятия – понятия самоорганизации, то, на мой взгляд, хорошим примером может служить перестройка ансамбля литосферных плит при образовании и распаде суперконтинентов – Пангей.

Следует, однако, сделать одно общее замечание. Применяя эти новые понятия в практике своих исследований, ученый не должен забывать, что имеет дело лишь с инструментами таких исследований, использование которых само по себе не должно заменить поиски механизмов природных процессов, а может лишь способствовать успеху таких поисков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля–Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13–22.
2. Барсуков В.Л., Урусов В.С. Фазовые превращения в мантии и расширение Земли // Природа. 1983. № 5. С. 16–25.
3. Зоненшайн Л.П. Обращение к третьему международному совещанию по тектонике плит в г. Звенигороде // Лев Павлович Зоненшайн. Очерки. Воспоминания. М.: Наука, 1995. С. 308–309.
4. Милановский Ю.М. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
5. Пуцаровский Ю.М. О “субдуктологии” в свете нелинейной геодинамики // Тихоокеанская геология. 1994. № 4. С. 3–13.
6. Пуцаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
7. Пуцаровский Ю.М. Парадигмы в геологии // Природа. 1995. № 1. С. 33–42.
8. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3–8.
9. Хаин В.Е. Осцилляционный ритм земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1939. Вып. 1. С. 3–10.
10. Хаин В.Е. Два главных направления в современных науках о Земле: ранняя история Земли и глубинная геодинамика // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 6. С. 12–25.
11. Хаин В.Е. Тектоника плит: анализ современного состояния // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 3–10.
12. Хаин В.Е. От тектоники плит к глобальной геодинамике // Природа. 1995. № 1. С. 42–51.
13. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника о основами геодинамики // М.: Изд-во МГУ. 1995. 479 с.
14. Kitazawa M., Maruyama S. Whole Earth Tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. № 1. В. 81–102.
15. Sleep N.H. Plate tectonics and evolution of climate // Rev. Geophys. Suppl. 1995. В. 199–203.
16. Wen L., Anderson D.L. The fate of slabs inferred from seismic tomography and 130 million years of subduction // Earth planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 133. В. 185–198.

Рецензент: В.Н. Шолоно

Geotectonics at a New Turning Point

V. E. Khain

Although the plate-tectonic theory led to advances in geology and its basic tenets were confirmed, this theory cannot claim to be a global geodynamic model. The position of plate tectonics in the global model now coming into existence is debatable. The author believes that plate tectonics should become an integral part of the new model. He discusses the general requirements for such a model and the applicability of certain new scientific theories to geotectonics and geodynamics.

ПОИСК В ТЕКТОНИКЕ ПРОДОЛЖАЕТСЯ

© 1996 г. Ю. М. Пуцаровский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.06.96 г.

В ряде моих публикаций, как в журнале “Геотектоника”, так и в других изданиях, обращалось внимание на недостаточность и уязвимость существующих построений в области глобальной тектоники и геодинамики. В первую очередь это относится к тектонике литосферных плит. То, что плейтектоника не абсолют и что поиск в геологии нужно продолжить, мне было ясно еще в 1972 г. [2]. Накопленные с той далекой поры материалы лишь обостряют такую постановку вопроса.

Путь к новой, более адекватной геологической парадигме безусловно сложен, но он открыт. Следует двигаться в направлении познания тектоники и геодинамики мантии, в особенности – нижней мантии (670–2900 км), подходя к ней с горизонталистских (мобилистских) позиций. Ее латеральные неоднородности вскрыты сейсмической томографией. Основываясь на них, я пытался показать возможность стратификации нижней мантии [3], подчеркнув при этом разнохарактерность по строению и геодинамике образующих ее геосфер, а также изменчивость геосфер по этим параметрам по латерали. По ряду признаков можно полагать, что процессы, протекающие в глубинных геосферах, могут отражаться в структурных, вещественных и геодинамических неоднородностях верхней мантии и земной коры. Однако, я не хотел бы при этом акцентировать внимание на плюмах, исходящих от земного ядра, поскольку допускаю зарождение энергетических импульсов также в более высоких геосферах.

Мантийные процессы, в сочетании с воздействием на Землю космических факторов, создают сложнейшее переплетение геодинамических обстановок в тектоносфере. И здесь мы подходим к такой важной области, как нелинейная геодинамика.

С удовлетворением можно отметить, что это направление довольно быстро проникает в разные геологические науки [4], освобождая мысль от детерминистских схем. Все более определенно выясняются неравновесность, открытость геосферных систем, испытывающих воздействие нелинейных геодинамических эффектов. Такого рода процессы – неременная составная часть бу-

дущей и уже создаваемой новой геологической парадигмы.

Я с большим вниманием и интересом прочитал помещенные в этом номере журнала статьи В.Н. Шолпо и В.Е. Хаина. Оба автора прореагировали на мои публикации, за что я им признателен. В каких-то случаях меньше, в других больше между нашими взглядами имеются расхождения, что вполне естественно. На этот счет справедливо говорится в недавно изданной книге – “Самоорганизация и наука: опыт философского осмысления”. Прочитав это высказывание: “Следует особо сказать о работах, в которых исследуется наиболее трудный, драматический и противоречивый этап формирования научных теорий – их становление. Это особая подфаза теоретико-синтетической фазы познания, предшествующая выработке базовой теоретической схемы, на основе которой впоследствии достигается наиболее органичный концептуальный синтез знаний” [1, стр. 346]. И далее: “Именно для подфазы становления характерно сосуществование достаточно частных и концептуально разрозненных разделов будущей органически целостной теории...” (там же).

Одним словом, новые творческие разработки в отношении глобальных тектонических и геодинамических построений можно только приветствовать.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абачиев С.К.* Физика и кибернетика: о тенденциях и перспективах концептуального синтеза // Самоорганизация и наука: опыт философского осмысления. М.: Издание Института философии РАН, 1994. С. 327–349.
2. *Пуцаровский Ю.М.* Поиск нужно продолжить // Природа. 1972. № 7. С. 116–119.
3. *Пуцаровский Ю.М.* О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
4. *Разницын Ю.Н.* Два семинара по нелинейной геодинамике // Геотектоника. 1996. № 2. С. 93–96.

УДК 551.24(235.3)

МУНИЛКАНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ХРЕБТА ЧЕРСКОГО (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

© 1996 г. В. С. Оксман, С. А. Куренков

Якутский институт геологических наук СО РАН, г. Якутск

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 29.XII.1994 г.

Офиолиты Мунилканского комплекса, входящие в офиолитовый пояс хр. Черского, представляют реликты раннепалеозойского океанического бассейна, располагавшегося восточнее Верхоянской пассивной окраины (Верхоянская складчатая область). Офиолиты представлены своими нижними, ультрамафит-мафитовыми, горизонтами, тогда как базит-осадочные редуцированы. Вмещающие офиолиты толщи сложены карбонатно-терригенными турбидитами и гравититами, преимущественно дистальными. Ранние деформации и высокотемпературный низкобарический метаморфизм офиолиты испытали в среднепалеозойское время, что было связано с расслоением океанической коры и формированием глубинных срывов еще на океанической стадии. При этом фронтальные части офиолитовых аллохтонов перекрывали пелагические образования и, в свою очередь, вовлекались в седиментогенез. На стадии позднемезозойской коллизии тектонически расслоенные офиолиты обдуцируются на палеозойские карбонатные отложения и совместно с ними подвергаются метаморфизму низких и частично средних давлений. На следующем этапе развития структуры аллохтонный комплекс сминается в крупные складки и расчленяется разломами с комбинированной взбросо-сдвиговой кинематикой.

ВВЕДЕНИЕ

Офиолиты Мунилканского комплекса являются составным элементом офиолитового пояса хр. Черского [7], располагающегося восточнее Верхоянской пассивной окраины (Верхоянская складчатая область, рис. 1). Хр. Черского представляет собой сложное покровно-складчатое сооружение, в структуре которого участвуют карбонатные и карбонатно-терригенные отложения нижнего–среднего палеозоя, терригенные и терригенно-кремнистые образования триаса и нижней юры. Аллохтонный комплекс со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывается среднеюрскими грубообломочными и позднеюрскими вулканогенно-осадочными образованиями Уяндино-Ясачненского пояса. Блоки палеозойских пород прослеживаются вдоль осевой части хр. Черского, последовательно сменяясь и образуя обращенную к северо-западу дугу (“Колымская петля”). В настоящее время они рассматриваются как перикратонные террейны [18].

Триасовые и раннеюрские образования, объединяемые в Кулар-Нерский сланцевый пояс, представлены черносланцевыми гемипелагическими и пелагическими породами континентального склона и подножья. Среднеюрские грубообломочные отложения по простираанию переходят в олистострому, в составе которой закономерно сочетаются олистолиты палеозойских карбонатных отложений, метаморфических сланцев и

серпентинитов [7, 11]. Вулканогенно-осадочные островодужные образования Уяндино-Ясачненского пояса сложены базальтами, андезитами, липаритами с прослоями и горизонтами терригенных отложений.

Офиолитовую ассоциацию хр. Черского представляют породы ультрамафито-мафитового состава, иногда сопровождающиеся гемипелагическими терригенными отложениями. Они слагают

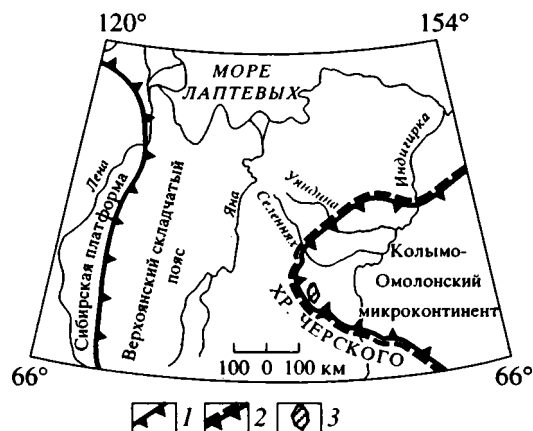


Рис. 1. Местоположение Мунилканских офиолитов 1, 2 – западная граница: 1 – Верхоянского складчатого пояса, 2 – Колымо-Омолонского микроконтинента; 3 – участок работ, показанный на рис. 2.

тектонические пластины и чешуи, аллохтонно ассоциирующиеся с палеозойскими карбонатными отложениями, совместно с которыми повторно деформированы. Наиболее крупные и лучше изученные Мунилканский и Уядинский выходы офиолитов располагаются в северной части хр. Черского, в пределах хр. Тас-Хаяхта и Селеняха соответственно. Отмечается также ряд расположенных южнее более мелких выходов ультрамафит-мафитов, относимых к офиолитовому поясу хр. Черского.

Породы Мунилканского комплекса ранее рассматривались как палеозойские интрузивные образования [2] и лишь в последние годы были отнесены к офиолитам [1, 3, 6]. Мунилканские офиолиты авторами статьи изучались в процессе среднемасштабного геологического картирования (ГПП "Ленское" и "Янское") и специализированных тематических исследований. Состав минералов определялся на микрозонде Camebax в ЯИГН СО РАН, состав пород – силикатным методом в этом же институте, а редкие и рассеянные элементы – рентгено-радиоактивным и нейтронно-активационным анализами в ОМП-7 (ЯФМ) ИМГРЭ.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Выходы пород Мунилканского офиолитового комплекса образуют две полосы, протягивающиеся до 30 км в северо-западном направлении среди карбонатно-терригенных пород, традиционно относимых к среднему ордовику (рис. 2). Каждая из полос разбивается на серию тел линзовидной и веретенообразной форм, которые граничат с вмещающими отложениями по разломам с надвиговой и взбросо-сдвиговой кинематикой. Офиолиты слагают аллохтон, состоящий из пакета тектонических пластин, повторно деформированных в крупные складки F_2 (рис. 3). Оси картируемых складок F_2 ориентированы в субдолготном и северо-западном направлении и полого ($0-25^\circ$) погружаются как к северо-западу, так и к юго-востоку, испытывая синусоидальные в плане развороты, обусловленные наложенными деформациями (см. рис. 2, стереограммы 3, 4). С развитием поздних взбросо-сдвигов связаны складки F_3 , имеющие крутые углы погружения шарниров.

Вмещающие отложения представлены карбонатно-терригенными гравититами, которые разбиваются на три пачки. Нижняя и верхняя пачки представлены гравититами с градационной слоистостью. На выветрелой поверхности пород отчетливо проступает микрослоистость (1–3 мм), появление которой вызвано сезонными колебаниями. Более крупная слоистость обусловлена вариациями содержания терригенного материала, размерность которого, как правило, не выходит за границу алевро-пелитовых фаций. Исключение

составляют наблюдающиеся в верхней пачке небольшие разлинзованные мономиктовые горизонты, сложенные хорошо окатанными зернами прозрачного и полупрозрачного кварца. Мощность их не превышает первых десятков сантиметров.

Средняя пачка, согласно залегающая на нижней, сложена салатно-зелеными терригенно-карбонатными породами с большой примесью вулканического материала. В некоторых горизонтах вулканический материал может оказаться преобладающей фракцией.

Возраст вмещающих офиолиты гравититов традиционно считался среднеордовикским [6]. Данные гравититы могут рассматриваться как дистальные образования, накапливавшиеся на значительном удалении от подножья континентального склона. Позднее они совместно с офиолитами были деформированы, метаморфизованы и превращены в карбонат-серицит-хлоритовые и серицит-кварцевые сланцы и мраморы. С данными дислокациями связано формирование сланцеватости, субпараллельной слоистости. Одновременно в metabазальтах и габбро развивается сланцеватость и полосчатость, выраженные минеральными парагенезисами зеленосланцевой фации.

Среди пород офиолитового комплекса выделяются амфиболизированные габбро и амфиболиты, metabазальты, иногда превращенные в зеленые сланцы, серпентиниты, офикальцитовые брекчии, нефриты и родингиты. В западной полосе тектонический покров офиолитов разбивается на три пластины. Нижняя сложена серпентинитовым меланжем с массивными апогарцбургитовыми серпентинитами. Средняя пластина представлена metabазальтами с серпентинитовым меланжем в основании, с блоками метаморфических сланцев и офикальцитовых брекчий, верхняя включает амфиболизированное полосчатое габбро и амфиболиты с рассланцованными серпентинитами в основании. Восточная полоса выходов офиолитов сложена metabазальтами с рассланцованными серпентинитами и серпентинитовым меланжем. Кроме того, картируется ряд более мелких выходов серпентинитов и амфиболитов, ранее трактованных как протрузии или "отторженцы" от основного покрова офиолитов и также метаморфизованных совместно с вмещающими образованиями.

Детальное изучение контактов мелких тел офиолитов показало, что во многих случаях отсутствуют следы и признаки тектонических взаимоотношений. Более того, многочисленные тектонические нарушения и деформации, особенно хорошо наблюдаемые в серпентинитах, за пределы конкретных блоков не выходят. Обращает внимание то, что состав олистолитов не слишком

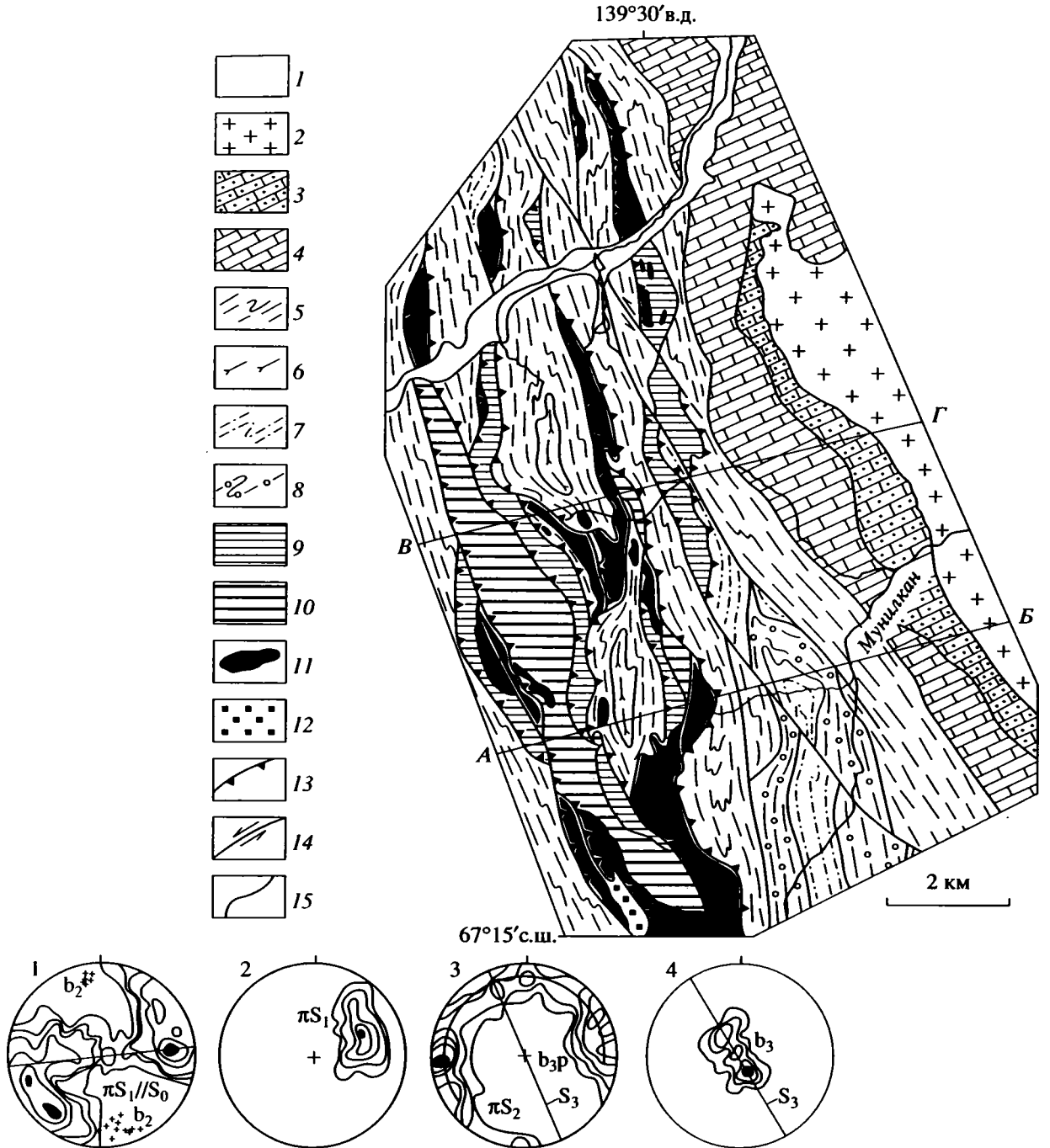


Рис. 2. Структурное положение Мунилканских офиолитов.

1 – кайнозойские осадки; 2 – позднеюрские граниты Мунилканского плутона; 3 – позднеордовикские известняки; 4 – среднеордовикские карбонатные породы; 5–8 – среднеордовикские метаморфические породы (метагравититы); 5 – серицит-хлоритовые сланцы, 6 – метавулканы, 7 – аспидные сланцы, 8 – метапесчаники с прослоями метатупфов; 9 – metabазальты; 10 – габбро-амфиболиты; 11 – серпентиниты; 12 – офикальциты; 13 – надвиги и взбросы; 14 – сдвиги и взбросо-сдвиги (стрелками указаны направления смещений); 15 – геологические границы. А–Б, В–Г – положение блок-диаграмм рис. 3.

Стереодиаграммы: 1 – полюса слоистости и сланцеватости, параллельной слоистости ($\pi S_1 // S_0$) в метаморфических сланцах (245 замеров, изолинии 0–1–1, 5–3–4, 5–6%), крестики – шарниры складок второй генерации b_2 ; 2 – полюса пологостатости в габброидах (32 замера, изолинии 0–3–10–15, 5–22%) (πS_1); 3 – полюса кривизны πS_2 в метаморфических сланцах (115 замеров, изолинии 0–2–4, 5–7–9, 5–13%), крестик – рассчитанный шарнир b_3 , S_3 – положение осевых плоскостей складок F_3 ; 4 – шарниры складок F_3 (25 замеров изолинии 0–4–8–15%) (b_3), S_3 – положение осевых плоскостей складок F_3 .

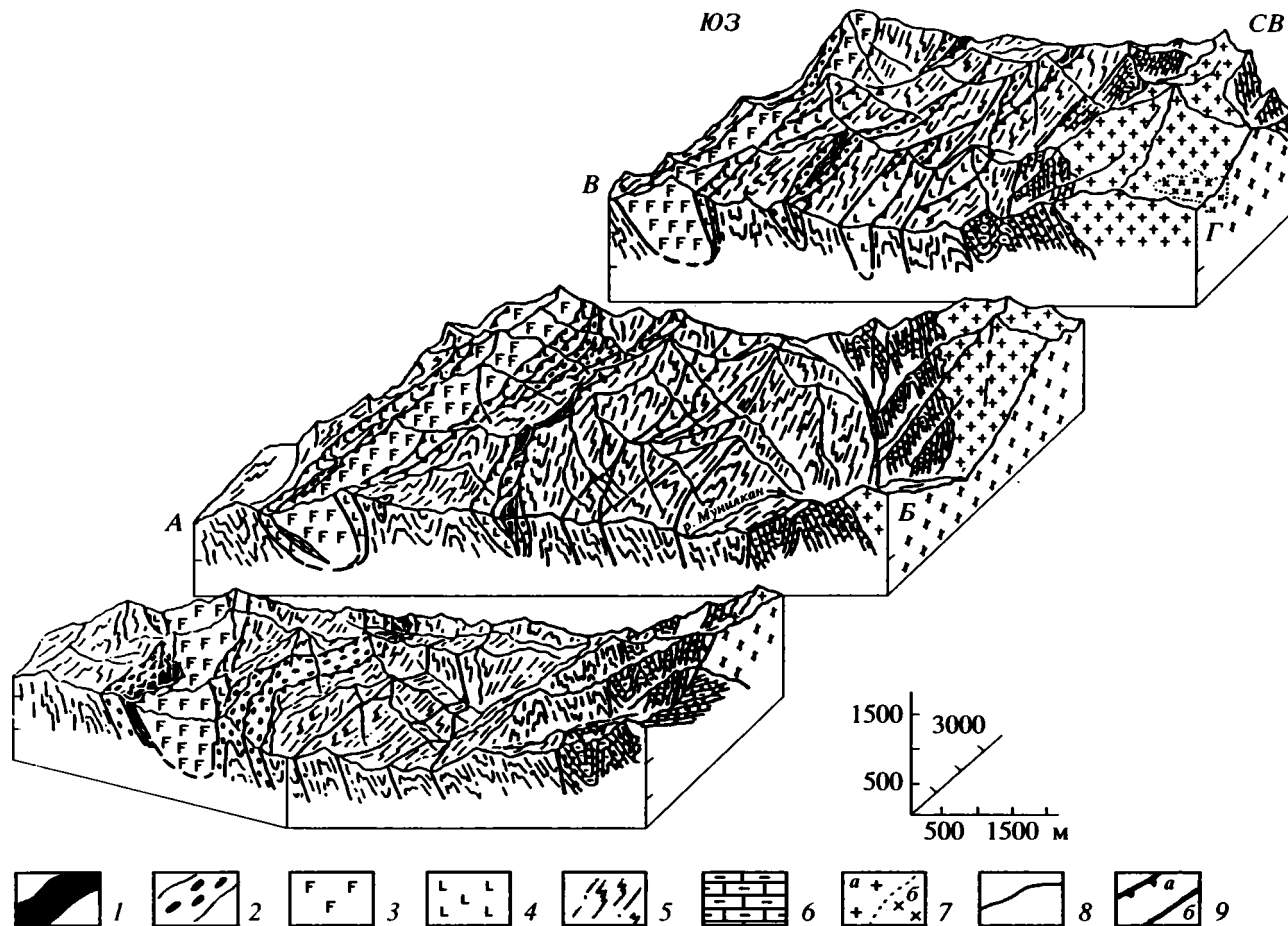


Рис. 3. Блок-диаграммы района выходов Мунилканских офиолитов (см. рис. 2).

1 – серпентиниты; 2 – серпентинитовый меланж; 3 – габбро-амфиболиты; 4 – метабазальты; 5 – среднеордовикские метаморфические породы; 6 – средне- и верхнеордовикские карбонатные породы; 7 – позднеордовикские: а – граниты, б – диориты; 8 – геологические границы; 9 – разломы: а – с надвиговой и взбросовой кинематикой, б – прочие.

разнообразен и каждый блок обычно мономиктовый: тектонизированные апогарцбургитовые серпентиниты, амфиболиты с элементами такситовой структуры, родингиты, листвениты и другие модификации измененных офиолитов. Перечисленные особенности позволяют предположить, что мелкие выходы офиолитов представляют олистолиты, заключенные в гравититовый матрикс. Данные гравититы, как указывалось выше, представляют собой дистальные образования фэнов и накапливались в удаленных от континентального склона обстановках, вероятно, пелагических. Попадание блоков офиолитов в данные гравититы можно связать с продолжавшимися вслед за ранними срывами, приведшими к расчленению офиолитов, процессами надвигообразования. За счет этого фронтальные части пластин офиолитов аллохтонно перекрывали дистальные гравититы и вовлекались в процессы седиментогенеза.

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЯ

Ультрамафиты представлены серпентинитами, почти целиком сложенными серпентином (до 95%) с реликтовыми петельчатыми структурами и сланцеватыми, полосчатыми текстурами за счет перемещений по зонам срывов. Реликтовые минералы наблюдаются редко в массивных серпентинитах из нижней пластины тектонического покрова и представлены хромшпинелидами. Коэффициенты железистости и хромистости в них варьируют в незначительных пределах и составляют соответственно 45.6–51.5 и 57.3–61.6 (табл. 1) и сопоставимы с таковыми океанических уральских гарцбургитов [12]. Серпентиниты по нормативному и химическому составу разбиваются на две группы. Первую составляют апогарцбургитовые серпентиниты (из которых выделены хромшпинелиды) с высоким содержанием NiO (0.26–0.29) и Cr₂O₃ (0.43–0.46%), соответствующие по MgO/(MgO + FeO*) отношению (0.84–0.98)

Таблица 1. Составы и кристаллохимические формулы хромшпинелидов из Мунилканских офиолитов

| Компоненты и параметры | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 0.03 | 0.11 | 0.02 | — | 0.02 | — | 0.04 | — | — | — | — |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.01 | — | 0.01 | 0.01 | — | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 22.73 | 20.22 | 22.18 | 21.92 | 21.81 | 20.92 | 21.08 | 21.35 | 21.52 | 21.42 | 21.78 |
| Cr ₂ O ₃ | 45.35 | 48.70 | 45.60 | 47.12 | 46.07 | 45.43 | 44.00 | 46.59 | 46.80 | 45.20 | 45.10 |
| FeO* | 19.21 | 19.04 | 18.80 | 20.53 | 20.10 | 21.11 | 20.38 | 19.82 | 19.63 | 21.37 | 20.43 |
| MnO | 0.91 | 1.54 | 0.27 | 0.44 | 0.29 | 0.35 | 0.27 | 0.23 | 0.23 | 0.73 | 0.28 |
| MgO | 11.17 | 10.26 | 11.61 | 10.43 | 10.37 | 11.07 | 10.31 | 11.63 | 11.73 | 10.76 | 11.61 |
| Na ₂ O | 0.17 | 0.21 | 0.16 | 0.18 | 0.20 | 0.31 | 0.30 | 0.14 | 0.08 | 0.14 | 0.15 |
| Сумма | 99.58 | 100.09 | 98.64 | 100.63 | 98.87 | 99.19 | 96.42 | 99.78 | 100.02 | 99.63 | 99.36 |
| Нормализованы на 24 катиона | | | | | | | | | | | |
| Si | — | 0.03 | — | — | — | — | 0.01 | — | — | — | — |
| Al | 6.67 | 6.03 | 6.56 | 6.43 | 6.50 | 6.21 | 6.43 | 6.27 | 6.31 | 6.34 | 6.41 |
| Ti | — | — | — | — | — | — | 0.01 | — | — | — | — |
| Cr | 8.94 | 9.66 | 9.05 | 9.28 | 9.22 | 9.05 | 9.01 | 9.19 | 9.20 | 8.97 | 8.91 |
| Fe ²⁺ | 3.65 | 3.78 | 3.59 | 4.02 | 4.01 | 3.75 | 3.94 | 3.62 | 3.60 | 3.81 | 3.61 |
| Fe ^{3+*} | 0.36 | 0.25 | 0.36 | 0.25 | 0.24 | 0.70 | 0.47 | 0.51 | 0.47 | 0.67 | 0.66 |
| Mn | 0.10 | 0.33 | 0.06 | 0.09 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.16 | 0.06 |
| Mg | 4.14 | 3.87 | 4.34 | 3.88 | 3.91 | 4.16 | 3.98 | 4.32 | 4.35 | 4.02 | 4.32 |
| Na | 0.08 | 0.10 | 0.08 | 0.09 | 0.10 | 0.15 | 0.15 | 0.05 | 0.04 | 0.07 | 0.07 |
| ×Fe | 48.05 | 51.50 | 45.60 | 51.50 | 51.02 | 47.91 | 50.11 | 45.90 | 45.68 | 49.63 | 45.90 |
| ×Cr | 57.30 | 61.60 | 57.90 | 59.00 | 58.60 | 59.30 | 58.30 | 59.40 | 59.30 | 58.60 | 58.20 |

Примечание. 1–11 – хромшпинелиды из апогартбургитовых серпентинитов.

*Расчитаны стехиометрически на 24 катиона.

альпинотипным (метаморфическим) перидотитам (табл. 2). Вторая группа отвечает верлитам и лерцолитам и отличается более низким содержанием NiO (0.23–0.19) и Cr₂O₃ (0.26–0.32%). MgO/(MgO + FeO*) составляет 0.71–0.84, что характерно для ультрамафитовых кумулятов. Аполерцолитовые и аповерлитовые серпентиниты встречаются в нижних частях третьей пластины, в основном сложенной расслоенным габбро, или наблюдаются в виде отдельных блоков в серпентинитовом меланже.

Мафитовые плутонические породы представлены амфиболитизированным габбро и амфиболитами по ним. Амфиболитизированные габбро и амфиболиты слагают верхнюю пластину в восточной полосе выхода офиолитов и обнажаются, главным образом, на водоразделе руч. Шумовой и верховьев левых притоков р. Мунилкан. В основании пластины располагается полимиктовый серпентинитовый меланж, полого погружающийся на восток (25–45°). Структура пластины мафитовых плутонических пород сформировалась в результате неоднократных деформаций. В нижних (краевых) частях пластины картируются зоны расщепления, сложенные амфиболи-

тами с бластомилонитовой полосчатостью. Полосчатость под разными углами сечет простирание пород габбровой серии и деформируется в мелкие складки шириной 10–15 см с видимой амплитудой 30–40 см. Осевые плоскости этих складок обычно параллельны бластомилонитовой полосчатости. Вверх по разрезу эти амфиболиты постепенно переходят в массивные амфиболиты, не испытавшие структурно-текстурной перестройки, но также подвергшиеся амфиболитизации в процессе наложенного метаморфизма. Центральную часть пластины слагают крупно- и среднезернистые расслоенные амфиболитизированные габбро. Они образуют в плане несколько соединяющихся между собой линз шириной до 1 км, со всех сторон окруженных амфиболитами. В не подвергшихся бластомилонитизации амфиболитизированных габбро отмечается грубая полосчатость. Полосчатость, определяющаяся преобладанием в меланократовых прослоях скоплений амфиболов, ориентированных субпараллельно, по-видимому, образовалась на стадии раннего метаморфизма и, в свою очередь, деформирована в крупные складки.

Таблица 2. Химические составы и содержания редких элементов в серпентинитах и амфиболизированных габбро Мунилканских офиолитов

| Компо- ненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | 82 | 81 | 21d | 75 | 9112-1 | 9112 | 105 | 105a | 105v | 105d | 105 | 102a | 102g | 109a | 89z | 89e | 89g |
| SiO ₂ | 39.96 | 38.98 | 36.49 | 33.56 | 39.14 | 38.44 | 45.10 | 46.38 | 44.26 | 45.53 | 45.11 | 47.48 | 46.73 | 46.24 | 49.03 | 48.92 | 46.9 |
| TiO ₂ | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.24 | 0.35 | 0.39 | 0.23 | 0.39 | 0.25 | 0.25 | 0.44 | 0.24 | 0.21 | 1.41 | 1.35 |
| Al ₂ O ₃ | 1.00 | 1.04 | 0.50 | — | — | — | 15.72 | 16.71 | 22.31 | 15.56 | 22.24 | 11.75 | 16.56 | 19.21 | 16.93 | 14.20 | 15.76 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.51 | 4.98 | 3.52 | 5.48 | 8.20 | 6.12 | 1.29 | 1.86 | 1.11 | 2.04 | 1.01 | 1.13 | 3.49 | 3.73 | 4.00 | 6.48 | 7.32 |
| FeO | 1.86 | 2.87 | 3.28 | 2.56 | 0.37 | 1.72 | 4.43 | 5.41 | 3.49 | 5.82 | 3.64 | 4.30 | 3.50 | 1.70 | 1.58 | 4.26 | 3.59 |
| MnO | 0.09 | 0.06 | 0.12 | 0.16 | 0.18 | 0.18 | 0.11 | 0.13 | 0.08 | 0.12 | 0.08 | 0.14 | 0.12 | 0.10 | 0.13 | 0.19 | 0.18 |
| MgO | 39.94 | 38.94 | 37.72 | 38.09 | 38.55 | 38.64 | 11.08 | 10.24 | 7.20 | 10.71 | 7.41 | 14.26 | 9.57 | 8.52 | 10.10 | 7.82 | 7.53 |
| CaO | 0.12 | 0.07 | 0.58 | 0.40 | 0.29 | 0.69 | 18.04 | 13.61 | 16.87 | 13.56 | 15.79 | 16.25 | 13.83 | 16.9 | 13.85 | 10.43 | 12.92 |
| Na ₂ O | — | — | 1.32 | 1.21 | 1.15 | 0.52 | 0.74 | 1.71 | 0.90 | 1.60 | 0.98 | 1.55 | 2.62 | 1.12 | 2.45 | 3.64 | 2.67 |
| K ₂ O | 0.05 | 0.04 | 0.96 | 0.83 | 0.32 | 0.10 | 0.09 | 0.41 | 1.05 | 0.25 | 1.37 | 0.21 | 0.04 | 0.01 | 0.29 | 0.22 | 0.14 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.03 | 0.02 | — | — | — | — | — | — | — | — | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.11 | 0.12 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.23 | 0.25 | — | — | — | — | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| H ₂ O ⁻ | — | — | 0.28 | 0.08 | 0.28 | — | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| H ₂ O ⁺ | — | — | 11.57 | 11.76 | 11.96 | 11.08 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| CO ₂ | — | — | 3.04 | 2.74 | — | — | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| П. п. п. | 12.90 | 12.38 | — | 2.64 | 0.18 | 1.79 | 3.59 | 3.81 | 2.97 | 5.46 | 2.46 | 3.32 | 3.67 | 1.87 | 1.22 | 2.75 | 1.42 |
| Сумма | 99.73 | 99.67 | 99.43 | 99.55 | 100.65 | 99.52 | 100.54 | 100.66 | 100.47 | 101.4 | 100.34 | 100.65 | 100.58 | 99.66 | 99.83 | 100.43 | 99.9 |
| Cr | — | 1600 | 2000 | 1700 | 1700 | 1500 | 810 | 570 | 150 | 680 | 600 | 620 | 930 | 740 | 550 | 270 | 290 |
| Ni | — | 1700 | 1700 | 1600 | 1700 | 2100 | 210 | 150 | 69 | 200 | 160 | 270 | 190 | 170 | 260 | 160 | 190 |
| V | — | 70 | 40 | 25 | 21 | 14 | 160 | 200 | 260 | 210 | 120 | 180 | 170 | 130 | 150 | 290 | 270 |
| Sc | — | 21 | 13 | 7.7 | 5.8 | 5.2 | 42 | 61 | 51 | 51 | 39 | 47 | 41 | 43 | 55 | 55 | 47 |
| Co | — | 68 | 180 | 150 | 76 | 71 | 36 | 36 | 41 | 42 | 26 | 36 | 35 | 36 | 47 | 55 | 50 |
| Ba | — | — | — | — | — | — | 30 | 40 | 39 | 37 | 440 | 446 | 33 | 26 | 45 | 18 | 20 |
| Sr | — | — | — | — | — | — | 160 | 240 | 260 | 170 | 125 | 94 | 180 | 260 | 170 | 160 | 180 |

Примечание. 1–6 – серпентиниты; 7–14 – амфиболизированное габбро; 15 – амфиболиты с бластомилонитовой полосчатостью; 16, 17 – амфиболиты по метабаазальтам.

Таблица 3. Составы и кристаллохимические формулы эпидотов (1–4, с – центр, г – край), хлоритов (5–8) и клинопироксенов (9–12) из Мунилканских офиолитов

| Компоненты и параметры | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| | 105/2г | 105/2с | 60/1 | 70а | 88b2 | 60/1 | 86i | 100 | 88b4 | 88b5 | 105/1 | 105/2 |
| SiO ₂ | 38.39 | 38.95 | 38.16 | 37.99 | 27.67 | 29.64 | 27.67 | 28.08 | 51.9 | 55.28 | 54.29 | 53.94 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.02 | 0.11 | 0.05 | – | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.40 | 0.36 | 0.46 | 0.03 |
| Al ₂ O ₃ | 29.49 | 29.09 | 23.79 | 21.76 | 19.16 | 19.44 | 19.79 | 17.75 | 3.05 | 2.07 | 1.98 | 1.04 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.24 | 0.07 | 0.04 | 0.06 | 0.36 | 0.09 | 0.12 | 0.68 | 0.34 | 0.47 | 0.43 | 1.20 |
| FeO* | 5.73 | 4.78 | 11.57 | 14.41 | 14.89 | 20.80 | 15.44 | 18.62 | 6.47 | 6.93 | 6.62 | 5.01 |
| MnO | – | 0.01 | 0.09 | 0.07 | 0.15 | 0.29 | 0.08 | 0.14 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.09 |
| MgO | 0.02 | – | 0.03 | 0.03 | 23.42 | 15.82 | 23.53 | 21.11 | 15.75 | 15.00 | 14.75 | 14.71 |
| CaO | 23.68 | 23.92 | 23.00 | 22.06 | 0.09 | 0.10 | 0.05 | 0.09 | 20.59 | 21.18 | 21.48 | 21.72 |
| Na ₂ O | – | – | – | 0.11 | – | 0.08 | – | – | 0.37 | 0.36 | 0.26 | 0.16 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.11 | 0.06 | 0.08 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| Сумма | 97.57 | 96.85 | 96.81 | 96.65 | 85.8 | 86.37 | 86.73 | 86.54 | 98.98 | 101.75 | 100.37 | 97.92 |
| Si | 2.98 | 3.04 | 3.02 | 3.08 | 2.82 | 3.15 | 2.79 | 2.90 | 1.93 | 2.01 | 2.00 | 2.04 |
| Al _{IV} | – | – | – | – | 1.18 | 0.85 | 1.21 | 1.10 | 0.07 | – | – | – |
| Al _{VI} | 2.69 | 2.68 | 2.22 | 2.08 | 1.12 | 1.58 | 1.14 | 1.06 | 0.06 | 0.09 | 0.09 | 0.05 |
| Ti | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | – | – | – | – | 0.01 | 0.01 | 0.01 | – |
| Cr | 0.01 | 0.01 | – | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 |
| Fe ³⁺ | 0.33 | 0.28 | 0.69 | 0.88 | – | – | – | – | – | – | – | – |
| Fe ²⁺ | – | – | – | – | 1.27 | 1.85 | 1.30 | 1.61 | 0.20 | 0.21 | 0.20 | 0.16 |
| Mn | – | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | – | – | – | – |
| Mg | 0.02 | – | 0.12 | – | 3.55 | 2.50 | 3.53 | 3.25 | 0.87 | 0.81 | 0.81 | 0.83 |
| Ca | 1.97 | 2.00 | 1.95 | 1.92 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.82 | 0.83 | 0.85 | 0.88 |
| Na | – | – | – | 0.02 | – | 0.02 | – | – | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.01 |
| K | 0.01 | – | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | – | – | – | – | – | – |
| XFe | 0.11 | 0.09 | 0.24 | 0.30 | 0.55 | 0.76 | 0.55 | 0.71 | 18.73 | 20.59 | 20.12 | 16.05 |

Примечание. Анализы минералов из 1, 2, 5, 9–12 – амфиболлизированных габбро; 3, 4, 6, 7 – метабазальтов; 8 – метатерригенных пород. *FeO в таблице как Fe₂O₃ в эпидотах и FeO в хлоритах и клинопироксенах.

Амфиболиты имеют фазерные текстуры и гранобластовую с фрагментами немато-, гетеро-, гломеро- и порфиробластовой структур. Сине-зеленый амфибол (актинолитовая роговая обманка, по классификации [13]) образует лучистые и удлиненные кристаллы от 1–3 до 5 мм. Плаггиоклаз наблюдается в виде мелких перекристаллизованных зерен, вытянутых субпараллельно бластомилонитовой полосчатости, отмечаются также реликтовые серицитизированные порфирокласты. Массивные амфиболиты состоят из амфибола и плаггиоклаза и отличаются от амфиболитов с бластомилонитовой полосчатостью только текстурой.

Амфиболлизированные габбро сохраняют реликтовую габбровую структуру, на которую накладываются гетеро- и порфиробластовая. Реликтовые клинопироксены наблюдаются в виде изометричных и призматических зерен и по свое-

му составу соответствуют диопсиду, салиту и авгиту (табл. 3). Амфиболы разбиваются на две группы: ранние и поздние. Ранние амфиболы имеют удлиненные и идиоморфные формы выделений и представлены роговыми обманками (из меланократовых прослоев) и актинолитами (лейкократовые прослои) (табл. 4). Поздние амфиболы имеют неправильные формы и реакционные взаимоотношения с ранними. Они характеризуются более низким содержанием Al_{общ} и по своим параметрам близки к актинолитовым роговым обманкам. Они отличаются от ранних обычных роговых обманок меньшим содержанием и чермакитового компонента. Клиноцоизит наблюдается в виде идиоморфных кристаллов и характеризуется незначительными вариациями пистацитового компонента XFe³⁺ (Fe/(Fe + Al) – 0.09–0.11 (см. табл. 3). Хлориты по составу соответствуют клинохлорам с коэффициентом XFe²⁺ 0.51–0.55.

Таблица 4. Составы и кристаллохимические формулы амфиболитов из Мунилканских офиолитов

| Компо- ненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 105g | 105v | 105b | 105d | 105i | 1055 | 89z2 | 89v | 92g | 86a | 100 | 100a |
| SiO ₂ | 54.7 | 55.63 | 46.86 | 47.30 | 49.81 | 50.79 | 48.02 | 45.40 | 52.9 | 53.41 | 52.57 | 54.22 |
| TiO ₂ | 0.08 | 0.09 | 0.40 | 0.63 | 0.42 | 0.37 | 0.26 | 0.60 | 0.04 | 0.05 | 0.10 | 0.15 |
| Al ₂ O ₃ | 2.01 | 1.13 | 9.84 | 9.53 | 9.19 | 6.30 | 9.31 | 8.82 | 3.31 | 2.56 | 3.33 | 2.83 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.04 | 0.05 | — | 0.24 | 0.55 | 0.25 | — | 0.31 | 0.24 | 0.11 | 0.02 | 0.15 |
| FeO* | 7.59 | 7.95 | 9.25 | 10.47 | 6.97 | 7.57 | 7.98 | 16.42 | 12.73 | 12.39 | 6.86 | 6.60 |
| MnO | 0.12 | 0.14 | 0.13 | 0.16 | — | 0.12 | 0.19 | 0.31 | 0.26 | 0.31 | 0.01 | 0.04 |
| MgO | 18.64 | 18.94 | 16.64 | 15.56 | 16.72 | 17.49 | 16.39 | 12.17 | 14.56 | 15.1 | 19.02 | 19.94 |
| CaO | 12.90 | 13.07 | 11.08 | 11.25 | 11.14 | 11.67 | 11.87 | 10.8 | 12.35 | 12.12 | 12.88 | 12.94 |
| Na ₂ O | 0.49 | 0.17 | 2.33 | 2.04 | 1.29 | 1.20 | 1.88 | 1.67 | 0.41 | 0.58 | 0.26 | 0.18 |
| K ₂ O | — | 0.04 | — | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.11 | 0.06 | 0.09 | 0.10 | 0.82 | — |
| Сумма | 96.57 | 97.21 | 96.53 | 97.19 | 96.12 | 95.77 | 96.01 | 96.56 | 96.89 | 96.73 | 95.87 | 97.13 |

Нормализованы на 13 катионов

| | | | | | | | | | | | | |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 7.78 | 7.85 | 6.66 | 6.74 | 7.03 | 7.24 | 6.90 | 6.66 | 7.68 | 7.74 | 7.54 | 7.57 |
| Al ^{IV} | 0.22 | 0.15 | 1.34 | 1.26 | 0.97 | 0.76 | 1.10 | 1.34 | 0.32 | 0.26 | 0.46 | 0.43 |
| Al ^{VI} | 0.12 | 0.04 | 0.31 | 0.34 | 0.56 | 0.3 | 0.48 | 0.18 | 0.24 | 0.18 | 0.10 | 0.03 |
| Ti | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.07 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.07 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| Cr | 0.00 | 0.01 | — | 0.03 | 0.06 | 0.03 | — | 0.04 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.02 |
| Fe ³⁺ | 0.01 | 0.07 | 0.92 | 0.77 | 0.54 | 0.46 | 0.36 | 1.11 | 0.07 | 0.11 | 0.16 | 0.43 |
| Fe ²⁺ | 0.89 | 0.87 | 0.18 | 0.48 | 0.28 | 0.45 | 0.59 | 0.91 | 1.47 | 1.39 | 0.66 | 0.35 |
| Mg | 3.95 | 3.99 | 3.53 | 3.30 | 3.52 | 3.72 | 3.51 | 2.66 | 3.15 | 3.26 | 4.06 | 4.15 |
| Mn | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | — | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.00 | 0.00 |
| Ca | 1.97 | 1.98 | 1.69 | 1.72 | 1.68 | 1.78 | 1.83 | 1.70 | 1.92 | 1.88 | 1.98 | 1.94 |
| Na | 0.14 | 0.05 | 0.64 | 0.56 | 0.35 | 0.33 | 0.52 | 0.47 | 0.12 | 0.16 | 0.07 | 0.05 |
| K | — | 0.01 | — | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.15 | — |

Примечание. Анализы амфиболов из 1–6 – амфиболитов габбро (1, 2 – актинолиты из лейкократовых, 3, 4 – роговые обманки, 5, 6 – актинолитовые роговые обманки из меланократовых прослоев); 7, 8 – роговая обманка из амфиболита; 7 – с бластомилонитовой полосчатостью, 8 – по метабазальту; 9–12 – актинолиты: 9, 10 – из метабазальтов, 11, 12 – из метасадочных пород.

По нормативному минеральному составу амфиболитов габбро и амфиболиты соответствуют мезо- и меланократовым габбро, габбро-норитам, оливиновым габбро-норитам. Амфиболиты и амфиболитовые габбро имеют отчетливый толеитовый тренд дифференциации. С увеличением железистости возрастают содержания Al₂O₃, CaO и Cr. В координатах TiO₂–FeO*/MgO их фигуративные точки располагаются в полях океанического габбро.

Мафитовые вулканические породы (метабазальты) слагают ряд небольших самостоятельных выходов в восточной полосе развития офиолитов. Среди них различаются породы с отчетливыми реликтовыми изверженными структурами и разности, превращенные в эпидот-актинолит-хлорит-альбитовые зеленые сланцы, которые имеют сланцеватую текстуру и микролепидобла-

стовую, порфиробластовую структуры, тогда как для менее измененных разностей характерны афанитовые, фрагментами с мелкими миндалинами текстуры и интерсерральные, микропайкилитовые структуры. В них отмечаются мелкие лейсты, фенокристаллы или миндалины плагиоклаза и крупные лучистые выделения реликтового амфибола. Новообразованные минералы из обеих групп метабазальтов аналогичны и слабо отличаются по химическим составам. Амфиболы соответствуют актинолитам с высоким содержанием Si (7.7–8.0 ф. ед.), повышенной магнезиальностью (70–90%) и низким содержанием Al_{общ} (0.5 ф. ед.), (см. табл. 4). Хлориты относятся к рипидолитам и пикнохлоритам с соотношением XFe²⁺, равным 0.55–0.76. Эпидоты имеют также незначительные вариации пистацитового компонента (см. табл. 3).

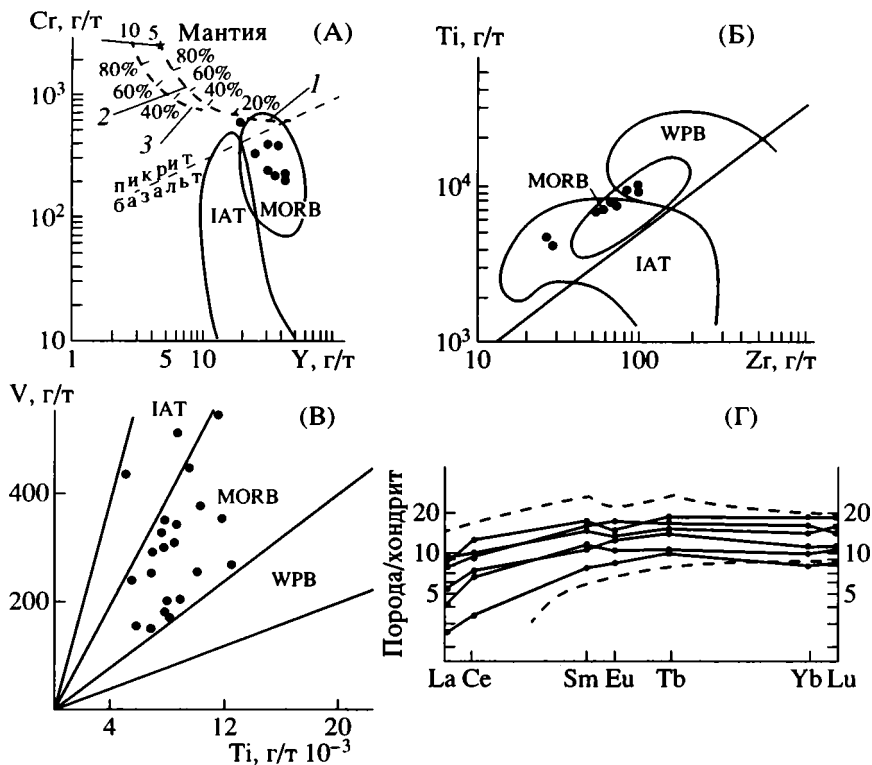


Рис. 4. Геохимические характеристики метабазальтов Мунилканского комплекса офиолитов.

Поля на диаграммах Cr–Y и Ti–Zr и тренды эволюции (цифры в кружках): 1 – срединно-океанических базальтов (MORB), 2 – толеитов островных дуг и 3 – бонинитов (IAT) по Дж. Пирсу и др. [19–21]; поля на диаграмме Ti–V: IAT – островодужных, MORB – срединно-океанических, WPB – базальтов внутриплитных океанических островов по Дж. Шервайсу [22].

В западной полосе выхода офиолитов метабазальты перекрываются тектонической пластиной габбро-амфиболитов. В зоне шириной около 150 м апобазальтовые зеленые сланцы вверх по разрезу переходят в мелкокристаллические амфиболиты, которые по геохимическим особенностям соответствуют базальтам. Данные амфиболиты сложены амфиболом и плагиоклазом и имеют сланцеватую текстуру и немаглобластовую структуру. Амфиболы представлены роговыми обманками с повышенным содержанием чермакитового компонента, пониженным количеством Si (6.6–6.75 ф. ед.) и высоким значением $Al_{общ}$ (1.5–1.6 ф. ед., см. табл. 4).

Слабо расланцованные метабазальты и более интенсивно измененные их разности по соотношениям кремния и щелочей характеризуются как толеитовым, так и известково-щелочным трендами дифференциации. По-видимому, это может быть связано с привнесом щелочей в процессе зеленосланцевого метаморфизма и (или) со спилитизацией [4]. По соотношению SiO_2 – FeO^*/MgO и $FeO^*–FeO^*/MgO$ метабазальты Мунилканских офиолитов обнаруживают отчетливый толеитовый тренд дифференциации. Отмечается, что при

монотонном увеличении содержаний SiO_2 и FeO отношение FeO^*/MgO практически постоянно или слабо изменяется. На диаграммах Ti–Zr, Cr–Y, Ti–V (рис. 4, А, Б, В) большинство фигуративных точек метабазальтов располагается в полях базальтов, образованных в срединно-океанических хребтах или задуговых бассейнах. Содержания в них высокозарядных некогерентных элементов свидетельствует об исходно обедненном ими первичном расплаве. По Zr/Y –Zr отношению можно сказать, что исходный расплав был обязан частичному плавлению мантийного субстрата, истощенного относительно хондритового. Степень плавления, как следует из диаграммы Cr–Y, составляла 15–20%. Метабазальты слабо обогащены щелочными и щелочно-редкоземельными элементами (табл. 5), что может быть связано с их мобильностью при метаморфизме. Содержание редкоземельных элементов, нормализованных к хондриту, изменяется от 2.5 до 19 при более низком количестве тяжелых редкоземельных элементов и La/Y-отношении менее 1 (см. рис. 4, Г). Такие характеристики типичны как для N-MORB, так и для базальтов задуговых или малых океанических бассейнов.

Таблица 5. Химические составы и содержание редких элементов в metabasalts Мунилканских офиолитов

| Компоненты | 60 | 60a | 85b | 85g | 91 | 93 | 92b | 92g | 94a | 95 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|---------|---------|---------|-------|---------|
| SiO ₂ | 46.9 | 43.97 | 47.57 | 48.28 | 48.75 | 49.70 | 49.13 | 46.63 | 45.61 | 48.18 |
| TiO ₂ | 1.77 | 1.46 | 1.55 | 1.74 | 0.83 | 1.32 | 1.05 | 1.43 | 1.42 | 0.73 |
| Al ₂ O ₃ | 12.94 | 16.24 | 14.40 | 13.8 | 15.54 | 12.68 | 14.62 | 13.46 | 15.06 | 14.72 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.37 | 7.68 | 7.05 | 8.00 | 5.91 | 6.56 | 3.09 | 6.05 | 8.73 | 5.55 |
| FeO | 5.39 | 4.07 | 3.16 | 3.75 | 2.80 | 3.12 | 6.78 | 5.3 | 4.39 | 2.22 |
| MnO | 0.21 | 0.21 | 0.18 | 0.15 | 0.15 | 0.16 | 0.18 | 0.20 | 0.20 | 0.13 |
| MgO | 8.92 | 8.77 | 7.27 | 6.45 | 7.28 | 6.08 | 10.21 | 9.03 | 10.18 | 8.04 |
| CaO | 9.83 | 9.98 | 12.8 | 10.25 | 9.15 | 9.73 | 9.00 | 9.20 | 4.58 | 6.91 |
| Na ₂ O | 2.76 | 2.66 | 2.86 | 3.24 | 4.92 | 5.00 | 2.71 | 3.05 | 3.84 | 4.22 |
| K ₂ O | 0.11 | 0.40 | 0.25 | 0.29 | 0.17 | 0.04 | 0.20 | 0.08 | 0.26 | 0.15 |
| P ₂ O ₅ | 0.17 | 0.93 | 0.12 | 0.20 | 0.07 | 0.11 | 0.10 | 0.11 | 0.13 | 0.07 |
| П. п. п. | 3.40 | 3.59 | 1.69 | 3.46 | 6.27 | 4.72 | 3.61 | 6.47 | 5.47 | 8.87 |
| Сумма | 99.77 | 99.96 | 98.9 | 99.61 | 101.84 | 99.22 | 100.68 | 101.54 | 99.87 | 99.79 |
| Cr | 210 | 300 | 330 | 180 | 500 | 240 | 230 | 320 | 540 | 380 |
| Ni | 140 | 170 | 130 | 100 | 130 | 100 | 130 | 220 | 91 | 170 |
| V | 260 | 530 | 470 | 380 | 450 | 350 | 150 | 210 | 340 | 460 |
| Sc | 48 | 59 | 54 | 57 | 53 | 39 | 28 | 32 | 54 | 44 |
| Co | 51 | 54 | 48 | 43 | 46 | 38 | 33 | 35 | 53 | 39 |
| Ba | 5 | 5 | 21 | 29 | 18 | 110 | 120 | 25 | 10 | 11 |
| Sr | 90 | 130 | 180 | 140 | 200 | 300 | 300 | 130 | 100 | 130 |
| Zr | 91 | 64 | 77 | 93 | 26 | 50 | — | — | 67 | 28 |
| Y | 42 | 33 | 36 | 43 | 20 | 33 | — | — | 35 | 19 |
| La | 2.8 | 1.8 | 3.2 | 2.9 | 0.9 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 1.4 | Не опр. |
| Ce | 9.0 | 6.6 | 9.0 | 12.0 | 3.2 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 6.2 | Не опр. |
| Sm | 3.6 | 2.6 | 3.5 | 4.1 | 1.8 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 2.6 | Не опр. |
| Eu | 1.5 | 1.2 | 1.2 | 1.3 | 0.71 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0.91 | Не опр. |
| Tb | 0.98 | 0.8 | 0.92 | 1.1 | 0.61 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0.62 | Не опр. |
| Yb | 4.1 | 2.9 | 3.6 | 4.6 | 2.2 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 2.5 | Не опр. |
| Lu | 0.57 | 0.45 | 0.61 | 0.74 | 0.34 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0.42 | Не опр. |
| (La/Sm) _n | 0.49 | 0.44 | 0.58 | 0.45 | 0.32 | | | | 0.34 | |
| (La/Yb) _n | 0.46 | 0.42 | 0.60 | 0.43 | 0.28 | | | | 0.38 | |

Из других разностей, ассоциирующих с ультрамафит-мафитовыми образованиями Мунилканского комплекса офиолитов, отмечаются нефриты, гидрогроссуляриты, родингиты и офикальцитовые брекчии. Последние слагают две линзы, вытянутые вдоль зоны полимиктового меланжа, приуроченного к западной границе выхода офиолитов (см. рис. 2). Офикальцитовые брекчии Мунилканских офиолитов имеют красно-коричневую, бурую и вишневою окраску. Матрикс выполнен карбонатным материалом и не имеет каких-либо градационных текстур. Обломки брекчий представлены серпентинитами, мета-

базальтами, хлорит-эпидотовыми породами, карбонатами. Они имеют остроугольные, изометричные, ромбовидные, иногда линзовидные формы с размером от первых сантиметров до 15–20 см.

Таким образом, геологическое строение, минеральный и химический состав минералов, петро- и геохимические особенности пород указывают, что Мунилканские офиолиты представляют фрагменты океанической коры или зон задугового спрединга. Мунилканская офиолитовая ассоциация представлена в основном своими нижними горизонтами, тогда как базит-осадочные сильно редуцированы.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Офиолиты претерпели значительные метаморфические преобразования, синхронные с деформационными событиями, что выразилось в разном составе новообразованных минералов. Восстановить термодинамические условия метаморфизма офиолитов возможно по составам отдельных минералов и по сосуществующим минеральным парагенезисам. При определении параметров метаморфизма в metabazальтах одними из наиболее информативных являются составы амфиболов. Г. Лэрд и А.Л. Олби предложили несколько дискриминационных диаграмм для парагенезисов амфибол-хлорит-плаггиоклаз-кварц [15, 16]. Точки составов актинолитов из metabazальтов Мунилканских офиолитов попадают на данных диаграммах в поля комплексов, метаморфизованных в условиях низких давлений. При использовании полуколичественного барометра Е. Брауна [14] также устанавливаем, что данные Са-амфиболы могли образоваться в условиях низких давлений (не выше 2–3 кбар). Сравнение

минеральных парагенезисов metabazальтов с диаграммами фазовых равновесий [17] свидетельствует, что они могли кристаллизоваться при температурах 300–450°C, а по амфибол-плаггиоклазовому термометру [23] температуры при метаморфизме могли составлять 360–370°C. Составы хлоритов и эпидотов также удовлетворительно согласуются с этими данными.

Таким образом, metabazальты Мунилканских офиолитов были метаморфизованы в зеленосланцевой фации при температурах 300–450°C и давлении не выше 2–3 кбар. Такие условия характерны для океанического метаморфизма [4] или же для регионального метаморфизма в результате утолщения коры при тектоническом сжатии [13]. На уровне зеленосланцевой фации их различить очень трудно, так как их отличия нивелируются. Региональный метаморфизм отличается от океанического повышенными давлениями, прогрессивной зональностью. Базальты приобретают отчетливые деформационные структуры, тогда как для океанического характерно псевдоморфное замещение первичных магматических минералов. Metabazальты Мунилканских офиолитов имеют различную степень рассланцевания, в эпидот-хлорит-актинолитовых сланцах хорошо проявлена деформационная сланцеватость и полосчатость, тогда как в metabazальтах с сохранившимися реликтовыми текстурами характерно псевдоморфное развитие метаморфического амфибола и хлорита. По составу амфиболов и хлоритов из сланцев и metabazальтов с сохранившимися реликтовыми текстурами отличаются незначительно. В последних фиксируются повышенные значения $Na(A)$ и Al_{IV} . На данном уровне исследований можно предположить, что metabazальты Мунилканских офиолитов были первоначально метаморфизованы в океанических обстановках, а затем подвергались региональному метаморфизму в процессе утолщения коры в результате наложенной складчатости и надвигообразования. Однако эти предположения требуют в дальнейшем проверки.

Более интенсивный метаморфизм характерен для metabazальтов, превращенных в амфиболиты и сложенных плаггиоклазами и роговыми обманками с повышенным содержанием чермакитового компонента и повышенной титанистостью, которые располагаются непосредственно под пластиной, сложенной кумулятивными габбро-амфиболитами. На диаграммах Г. Лэрда–А.Л. Олби [15, 16] (рис. 5) точки составов данных роговых обманок ложатся в поля средних и низких давлений. По соотношениям $Na(M4)–Al_{IV}$ они могли образоваться при давлении в 3–4 кбара. Температура по амфибол-плаггиоклазовому термометру [23] составляет 580–600°C. Такое увеличение степени метаморфизма metabazальтов может быть связано с надвиганием еще достаточно горячей пластины

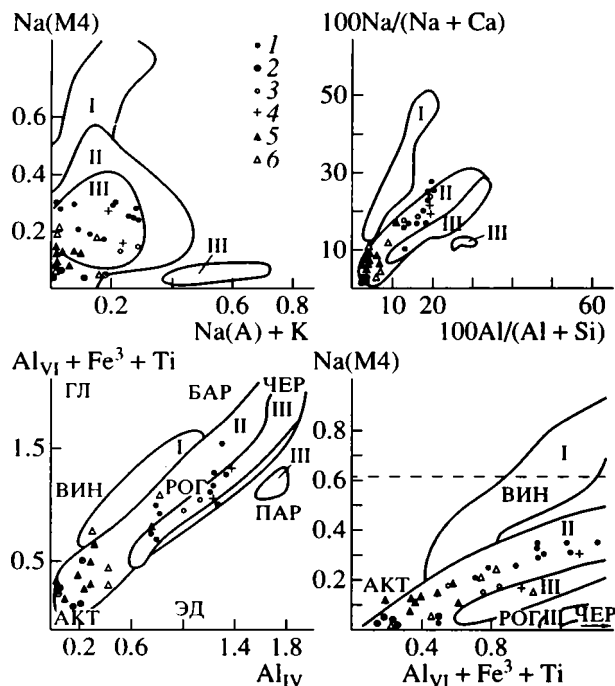


Рис. 5. Диаграммы Г. Лэрда–А.Л. Олби [15, 16] для амфиболов из Мунилканского офиолитового комплекса.

1–6 – амфиболы из: 1, 2 – амфиболитов габбро и габбро-амфиболитов, 3 – амфиболитов с бластомилонитовой полосчатостью, 4 – амфиболитов по metabazальтам, 5 – актинолит-эпидот-альбит-хлоритовых сланцев по базальтам, 6 – вулканогенно-терригенных пород. Поля на диаграммах: I – высокобарических, II – среднебарических, III – низкобарических комплексов.

ультрамафит-мафитов на metabазальты с прогревом последних. Температура метаморфизма metabазальтов быстро убывает вниз по разрезу с образованием инвертированной метаморфической зональности.

Наиболее ранние изменения в амфиболизированных габбро и габбро-амфиболитах Мунилканских офиолитов связаны с образованием метаморфической полосчатости. На дискриминационных диаграммах (см. рис. 5) фигуративные точки составов ранних роговых обманок, подчеркивающих полосчатость, попадают в поля амфиболов низких и частично средних давлений (соответственно Хаст-Ривер и плато Абакума). На диаграмме Е. Брауна [14] $Na(M4)-Al_{IV}$ точки составов роговых обманок обнаруживают широкий разброс значений и попадают в поля, где линии изобар очень сближены и колеблются в интервале 2–5 кбар. Содержание в роговых обманках Na в позиции A, Al_{IV} и Ti является функцией температуры и показывает, что они могли кристаллизоваться в эпидот-амфиболитовой фации при температурах 560–650°C.

Поздние амфиболы амфиболизированных габбро представлены актинолитовыми роговыми обманками, имеющими реакционные взаимоотношения с более ранними амфиболами. Актинитовые роговые обманки кристаллизовались при более низких температурах и давлениях – 520–530°C и 2–3 кбара, что, по-видимому, отражает регрессивную стадию раннего метаморфизма. Для раннего этапа метаморфизма амфиболизированного габбро и габбро-амфиболитов нередко характерно псевдоморфное замещение первично магматических минералов, наличие прогрессивной и регрессивной стадий метаморфизма, высокие температуры при низких давлениях. Параметры раннего метаморфизма отвечали эпидот-амфиболитовой фации при температурах 560–650°C и давлении 2–4 кбара со снижением на регрессивной стадии до 520–530°C и 2–3 кбар. Все это сближает ранний этап метаморфизма с океаническим. Повышенные значения давления, по-видимому, могут быть связаны с наложенными процессами в результате последующих преобразований габбро.

Второй этап метаморфизма габбро-амфиболитов был связан с рассланцеванием и образованием бластомилонитовой полосчатости, перекристаллизацией минералов, образованных в первый этап метаморфизма, с формированием амфиболитов с флазерными структурами. Они наблюдаются в нижних частях пластины, сложенной габбро, или внутри них вдоль зон рассланцевания. Амфиболы из амфиболитов с бластомилонитовой полосчатостью представлены роговыми обманками с относительно низкими содержаниями Ti, пониженными величинами $Al_{IV}-Al_{VI}$ соотношения и мог-

ли кристаллизоваться при низких и средних давлениях (2–4 кбара) и температурах 520–600°C.

Заключительный этап метаморфических преобразований амфиболитов и амфиболизированного габбро выразился в образовании зон вторичного рассланцевания в зеленосланцевой фации. Зоны вторичного рассланцевания характеризуются развитием актинолит-хлорит-эпидот-альбитовой ассоциации.

Метаморфическая эволюция Мунилканских офиолитов представляется в следующем виде. Первоначально полосчатые габбро и базальты подверглись высокоградиентному низкобарическому метаморфизму, очевидно, еще в океанических условиях. Причем температурная зональность совпадала со “стратификацией” офиолитов. Габбро были метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой, а базальты – в зеленосланцевой фациях. Ранние деформационные события в океанических обстановках выразились в образовании глубинных надвигов, по которым горячие пластины ультрамафит-мафитов тектонически перекрыли базальты с прогревом последних и образованием в них инвертированной метаморфической зональности. Синхронно в основании пластин габбро и внутри них в условиях эпидот-амфиболитовой фации формировались зоны рассланцевания, выраженные амфиболитами с бластомилонитовой полосчатостью. С этим этапом, очевидно, связано и образование офикальцитовых брекчий, в настоящее время заклиненных между пластинами офиолитов. Возраст ранних деформаций и метаморфизма, датированный по амфиболу $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом, оценивается в 430 ± 46 млн. лет [9]. В последующий этап эволюции офиолитов в результате процессов коллизии и утолщения континентальной коры за счет развития надвигов и обдукции офиолитов происходил региональный низкоградиентный метаморфизм низких и частично средних давлений зеленосланцевой фации как офиолитов, так и тектонически перекрываемых ими карбонатно-терригенных гравититов. Metабазальты преобразуются в зеленые сланцы с актинолит-хлорит-эпидот-альбитовыми парагенезисами. В амфиболизированных габбро и амфиболитах отмечаются зоны вторичного рассланцевания, выраженные этими же минеральными парагенезисами, а ультрамафиты подвергаются интенсивной серпентинизации. Возраст зеленосланцевого метаморфизма по аналогии со смежными выходами офиолитов хр. Черского [5, 8, 9] может считаться батским.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Можно предположить следующий сценарий формирования и последующих преобразований Мунилканских офиолитов. Они сформировались в раннепалеозойское время в океаническом

бассейне, существовавшем к востоку от хр. Черского (в современных координатах). Ранние деформационные события и синхронные высоко-температурные низкобарические метаморфические преобразования офиолиты испытали еще в океанических обстановках. Они были связаны с тектоническим расслоением океанической коры и формированием глубинных срывов. В результате продолжавшихся в палеозойское время процессов надвигообразования фронтальные части пластин офиолитов аллохтонно перекрывали пелагические образования и, в свою очередь, вовлекались в седиментогенез. При более поздних деформациях в процессе позднемезозойской коллизии верхоянской пассивной окраины и Колымо-Омолонского микроконтинента [18] тектонически расслоенные офиолиты, возможно, совместно с комплексами гравититов обдуцируют на среднепалеозойские карбонатные отложения и совместно с ними подвергаются зеленосланцевому метаморфизму низких и средних давлений. В метасадочных образованиях формируется регионально проявленная сланцеватость S_1 , субпараллельная слоистости. В последующие этапы в процессе продолжающейся коллизии тектонические пластины офиолитов и карбонатные отложения среднего палеозоя деформируются в крупные складки F_2 и расчленяются разломами с комбинированной взбросо-сдвиговой кинематикой [10] на ряд самостоятельных выходов. Данные деформации не сопровождаются синхронными метаморфическими преобразованиями. Таким образом, изложенная точка зрения не входит в противоречие с высказанными ранее, а существенно их дополняет, предполагая более сложную историю тектонической эволюции Мунилканских офиолитов.

Авторы статьи признательны своим коллегам: Л.М. Парфенову, А.В. Прокопьеву, Ф.Ф. Третьякову, В.Ф. Тимофееву, А.Н. Вишневному, С.У. Вагатову, А.Н. Федянину, И.И. Поспелову, А.Г. Баркалову, И.П. Купину.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 94-05-17180а и 95-05-15477).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов Ю.В.* Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующиеся с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1984. С. 110–134.
2. *Блисковский В.З., Юдович Я.Э.* О генезисе амфиболитов центральной части хребта Тас-Хаяхта // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутии. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1961. С. 30–52.
3. *Долгов Б.Ю., Натанов Л.М., Ставский А.Р.* Офиолиты хребта Тас-Хаяхта // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 3. С. 666–668.
4. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
5. *Лейер П.В., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф.* Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозой // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.
6. *Натанов Л.М., Сурмилова Е.П.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 100 000. Объяснительная записка. Лист О-54-55, Хонуу. Л.: Недра, 1986. 120 с.
7. *Оксман В.С.* Серпентиниты, метаморфические породы и олистодрома Чемалгинского хребта // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса (Северо-Восток СССР). Якутск: Изд-во ЯНЦ СО АН ССР, 1989. С. 32–48.
8. *Оксман В.С., Парфенов Л.М.* Метаморфические породы в тектонических покровах Чемалгинских гольцов // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 87–96.
9. *Оксман В.С., Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф., Недосекин Ю.Д., Лейер П.В.* Пояс офиолитов хр. Черского // Геология и геофизика. 1994. № 6. С. 3–20.
10. *Оксман В.С., Прокопьев А.В.* Коллизионно-трансформационные структуры горной системы Черского (Северо-Восток СССР) // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность: Тез. докл. III Всесоюз. симпозиум. "Эксперим. тектоника в решении задач теорет. и практ. геологии". М.: ИФЗ АН СССР, 1991. С. 197.
11. *Парфенов Л.М., Оксман В.С., Шашкин М.М.* Средне-позднеюрские тектонические покровы Тас-Хаяхтахской зоны // Геология и геофизика. 1989. № 1. С. 130–134.
12. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
13. *Склярёв Е.В., Добрецов Н.Л.* Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1987. № 2. С. 3–14.
14. *Brown E.H.* The crossite content of Ca-amfibole as a guide to pressure of metamorphism // J. Petrol. 1977. Vol. 18. № 1. P. 53–72.
15. *Laird J., Albee A.L.* High-pressure metamorphism in mafic schist from northern Vermont // Am. Journ. of Science. 1981. Vol. 281. № 2. P. 97–126.
16. *Laird J., Albee A.L.* Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont // Am. Journ. of Science. 1981. Vol. 281. № 2. P. 127–175.
17. *Maruyama S., Suzuki K., Liou J.G.* Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures // Journ. of Petrol. 1983. Vol. 24. № 4. P. 583–604.

18. *Parfenov L.M.* Tectonics of the Verkhoyansk Kolyma Mezozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 199. P. 319–342.
19. *Pearce J.A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*. Wiley: Chichester, 1982. P. 525–548.
20. *Pearce J.A., Lippard S.G., Roberts S.* Characteristics and tectonics significance of suprasubduction zone ophiolites // *Marginal Basin Geology*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1984. Vol. 16. P. 77–94.
21. *Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Sr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contribs. Mineral and Petrol*. 1979. Vol. 69. № 1. P. 33–47.
22. *Shervais J.W.* Ti–V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. № 2. P. 101–118.
23. *Spear F.S.* NaSi–CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1980. Vol. 72. № 1. P. 33–41.

Рецензенты: А.Л. Книппер, А.Я. Шараськин

The Munilkan Ophiolite Complex, Cherskogo Range, Northeastern Asia

V. S. Oksman and S. A. Kurenkov

The Munilkan ophiolite complex, which forms a part of the Cherskogo Range ophiolitic belt, is a remnant of an Early Paleozoic oceanic basin that was situated east of the Verkhoyansk passive margin (Verkhoyansk orogenic area). The ophiolites are represented by the lower mafic–ultramafic section, the basic and sedimentary rocks being volumetrically unimportant. Sequences that host the ophiolites include chiefly distal terrigenous and carbonate turbidites and gravities (olistostromes). In the Middle Paleozoic time, the ophiolites suffered early deformations and high-temperature, low-pressure metamorphism related to thick-skinned crustal detachments in the oceanic environment. This involved pelagic sedimentation on frontal parts of the ophiolitic allochthons, which in turn became a source of sediment. During the Late Cretaceous collision, the tectonically stratified ophiolites were obducted onto Paleozoic carbonates and, together with these carbonates, underwent low-pressure and, in part, medium-pressure metamorphism. Subsequently, the allochthonous complex was deformed into large folds and dismembered by complex reverse strike-slip faults.

УДК 551.311/551.24.32(470.3+476)

АСТЕНОСФЕРА ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 1996 г. Р. Г. Гарецкий, И. В. Данкевич, Г. И. Каратаев

Институт геологических наук, Минск, Белоруссия

Поступила в редакцию 14.VII.1995 г.

В результате комплексного анализа геофизических данных о мощности литосферы и астеносферы, имеющихся для ряда районов Европы, разработана “астеносферно-геофизическая” модель западной части Восточно-Европейской платформы, для которой построены карты кровли астеносферы (мощности литосферы) и мощности астеносферного слоя. Выделена крупная трансрегиональная Балтийско-Украинская зона мощной (до 230 км) литосферы, протягивающаяся через всю западную часть Восточно-Европейского кратона в субмеридиональном направлении почти параллельно трансконтинентальному Одесско-Мурманскому линеamentу. Она соответствует одноименной полосе поднятий фундамента, являющейся главной субмеридиональной тектонической осью Восточно-Европейской платформы. Отмечено утонение литосферы в пределах отрицательных тектонических элементов (палеорифты, синеклизы, впадины) и утолщение для положительных структур (щиты, антеклизы).

ВВЕДЕНИЕ

Понятие астеносфера (астеносферный слой, субстрат, зона), как известно, ввел в процессе исследования проблемы изостазии Дж. Баррел в 1914 г. [20]. Он показал, что для высоких гор Северной Америки изостатическая компенсация в предположении о податливом, не обладающем прочностью субстрате твердой земной коры оказывается неполной. Полная изостатическая компенсация гор осуществляется только при условии, что подстилающий твердую земную кору слой обладает прочностью, но более слабой, чем прочность верхней твердой оболочки. Этот ослабленный по механическим свойствам слой Дж. Баррел назвал астеносферным, полагая, что его прочность составляет шестую часть прочности твердой коры. Астеносферный слой как слой с относительно малым пределом текучести контролирует процесс постепенного (относительно медленного) приближения верхней твердой оболочки (литосферы) к состоянию гидростатического равновесия (изостазии).

Понятие астеносферного слоя, подстилающего литосферу, укрепилось после открытия в 1916 г. Б.Б. Голицыным петлеобразной особенности распространения сейсмических волн от землетрясений на 20-градусном эпицентрального расстоянии. Б. Гутенберг [24] по материалам от землетрясений в Японии, Средиземном море, Румынии и Гиндукуше в 1926 г. нашел, что на интервале эпицентральных расстояний 1–15° амплитуды продольных волн P убывают с расстоянием по экспоненте и достигают минимума на 15-градусном расстоянии, а затем возрастают более чем в 10 раз.

Аналогичным образом ведут себя и поперечные волны: “зона тени” для них расположена на расстояниях около 10° и выражена четче, чем для продольных волн [25]. Это явление Б. Гутенберг связал с уменьшением скоростей продольных и поперечных волн, рассчитав, что первые достигают своего минимума (7.9 км/с) на глубине около 100 км, а вторые (несколько больше 4.4 км/с) – в интервале глубин 100–200 км (рис. 1). При этом

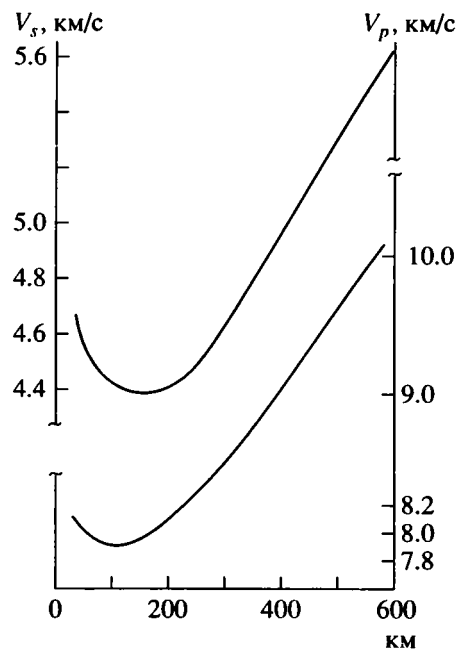


Рис. 1. Скорости V_s поперечных и V_p продольных волн в функции глубины [8].

скорости поперечных волн уменьшаются с глубиной сильнее, чем продольных.

Зону минимума сейсмических скоростей в интервале 100–200 км Б. Гутенберг назвал “каналом с пониженной скоростью” [8, с. 107]. Его существование подкрепляет концепцию астеносферы Дж. Баррела. “Канал с пониженной скоростью” в литературе часто называют слоем Гутенберга.

Г. Джеффрис [27] подтвердил существование особенности годографа волн P на расстояниях около 20° и сделал вывод о разрыве градиента скорости продольных волн на глубине 200 км.

Исследуя в 1955 г. сейсмические данные по северо-восточной Америке, И. Леманн [28] показала, что годограф для поперечных волн терпит разрыв вблизи 14-градусного эпицентрального расстояния, что соответствует существованию границы на глубине 220 км (эту границу сейсмологи часто называют разделом, границей Леманн). В последующем Леманн [29, 30] в свои модели земной коры и верхней мантии для Европы и северо-восточной Америки включает слой пониженных скоростей в интервале глубин 120–220 км, принимая в нем скорость поперечных волн равной 4.3 км/с, в вышележащих слоях – 4.65 км/с и отмечая скачок на подошве слоя до 4,7 км/с. При этом скорость продольных волн в подкоровой зоне для модели Европы принимается равной 8.1 км/с до глубины 220 км, а ниже – 8.4 км/с на глубине 220 км. Тем самым новыми исследованиями И. Леманн подтвердила, как существование слоя пониженных скоростей, выявленного Б. Гутенбергом, так и собственные результаты о существовании резкой границы раздела на глубине 220 км.

Существование резкой сейсмической границы, соответствующей подошве слоя пониженных скоростей примерно в пределах этих же глубин, подтверждены данными об отраженных волнах, полученными в 1961 г. от сильных взрывов: на глубине 190 км зафиксирована отражающая поверхность [26], а также на основании изучения картины соотношения скоростей волн V_p и V_s : на глубине 200 км отмечен четкий локализованный максимум кривой этого соотношения [3].

Наличие слоя пониженных скоростей в верхней мантии на глубинах 100–200 км подтверждено и данными сейсмических поверхностных волн. Так, наблюдаемые дисперсионные кривые волн Релея, построенные на интервале периодов 75–225 с, хорошо согласуются с теоретическими кривыми при условии существования слоя низких скоростей на глубинах 100–200 км [21].

Таким образом, к началу 60-х годов практически было доказано существование слоя пониженных скоростей поперечных волн в ряде регионов земного шара, причем отмечено, что под континентами этот слой находится на глубинах около

100–200 км, а под океанами – на глубинах примерно 50–100 км.

Последующие сейсмологические исследования в верхней мантии как по землетрясениям, так и с искусственными взрывами не только подтвердили принципиальное существование слоя Гутенберга, но и дали материал о характере распространения этого слоя на площади планеты. Оказалось, что слой пониженных скоростей в мантии повсеместно распространен под океанами с кровлей на глубинах 50–100 км и подошвой на глубинах 200–300 км.

На континентах он распространен не везде. По оценкам разных авторов тенденция понижения значений скоростей продольных и поперечных волн отмечается в восточной части Австралии, наиболее отчетливо в интервале глубин 60–150 км; под рифтом Восточной Африки (40–160 км); под Альпами (30–180 км); под Карпатами (30–120 км); под Японской и Курило-Камчатской зонами (60–80, 110–150, 230–300, 400–470 км); под Гималаями (30–200 км); в активизированной западной окраине Северо-Американской платформы (90–240 км); под Байкальским рифтом (100–170 км); под Кордильерами Северной Америки (30–120 км); в зоне активизации, охватывающей обширную часть Индийской платформы (90–200 км); под Памиром (30–120 км) [2, 14, 18 и др.).

На Сибирской и Восточно-Европейской платформах выделяются три слоя пониженных скоростей: для первой – 80–100, 140–160, 200–250 км [9], для второй – 65–80, 90–100, 120–140 [12, 15, 17, 23 и др.].

СВЕДЕНИЯ ОБ АСТЕНОСФЕРЕ ЕВРОПЫ

Подробную сводку материалов о зоне пониженных сейсмических скоростей в верхней мантии Восточно-Европейской платформы и ее окружения дали украинские геофизики [1]. Аномальные отрицательные отклонения скоростей поперечных и продольных волн от общего линейного хода скоростной кривой в верхней мантии выявлены в северо-восточной части Украинского щита (110–140 км), под Тиманским кряжем (60–80 км), в юго-западной части Балтийского щита (60–110 км), под каледонидами островов Великобритания и Ирландии (60–180 км), под Северным морем (90–190 км), под каледонидами Норвегии (120–215 км), а также для таких регионов Европы, как герциниды Испании (80–180 км), зона Вранча (60–190 км), ороген центральной части Испании (100–210 км), Атлас-Бетские горы (110–190 км), Балеарская впадина (60–200 км), Каталония (100–250 км), Западные Альпы (80–210 км),

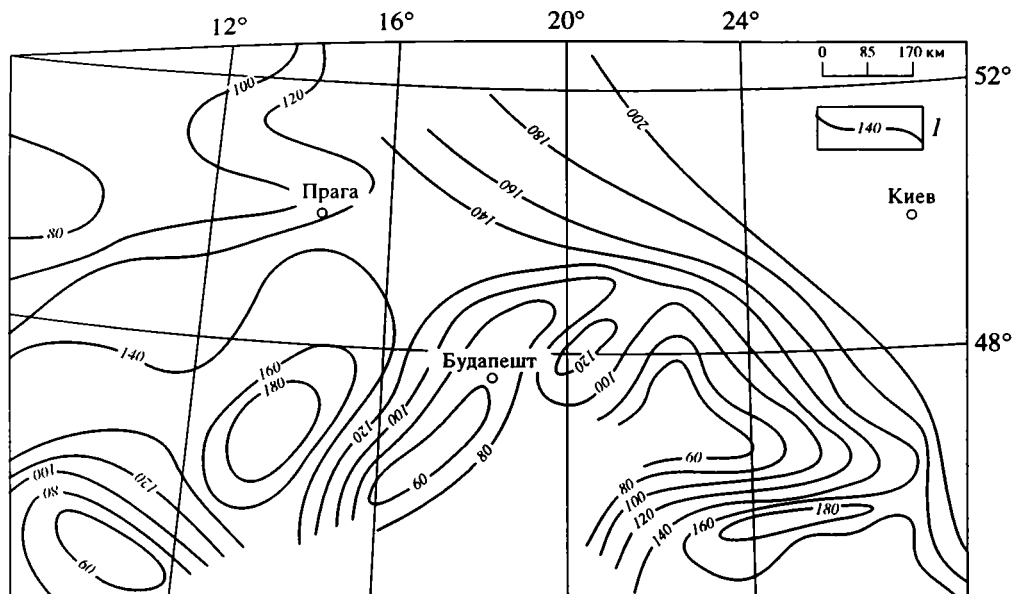


Рис. 2. Схема мощности литосферы западной Европы по сейсмологическим данным [19]

1 – линии равных мощностей литосферы, км.

Восточные Карпаты (30–160 км), Рейнский грабен (90–220 км), Паннонский массив (40–180 км).

Анализируя средние относительные (по отношению к стандартной сейсмоскоростной модели Земли) невязки на сейсмологических станциях, В. Бабушка и др. [19] построили для Центральной Европы карту кровли астеносферного слоя (подошвы литосферы). Наиболее высокий уровень

залегания кровли этого слоя зафиксирован для Паннонского массива, Карпат, Рейнского грабена и Апеннин (около 30–90 км). Наибольшее погружение (до 200 км и более) отмечается в Альпах и в юго-восточной части Карпат (рис. 2).

По комплексу данных глубинного сейсмического зондирования, магнитотеллурических зондирований, сейсмологических данных и данных о тепловом потоке В.Б. Соллогуб [15] построил карту кровли астеносферного слоя для Украины и соседних территорий. Структурный план кровли астеносферы имеет преобладающее северо-восточное простирание, глубины изменяются от 60 км для Паннонского массива до 250 км для Кировоградского блока. В центральной части территории кровля существенно понижена, а в западной и восточной частях, наоборот, выделены линейно вытянутые поднятия: на западе продолжение поднятия астеносферы под Паннонским массивом (60 км) трассируется в пределах Воыно-Оршанского палеорифта (100 км), на востоке поднятие кровли астеносферы соответствует центральной части Скифской плиты и зоне сочленения Донбасса и Днепровского прогиба (100–150 км), рис. 3.

Интересные сведения о глубине залегания астеносферы были получены польскими геофизиками для западной окраины Восточно-Европейской платформы, несколько восточнее линии Тейссейра–Торнквиста, по результатам сейсмических исследований на профиле Черное море – Балтийское море. Для этой территории установлено, что астеносферный слой находится на глубине

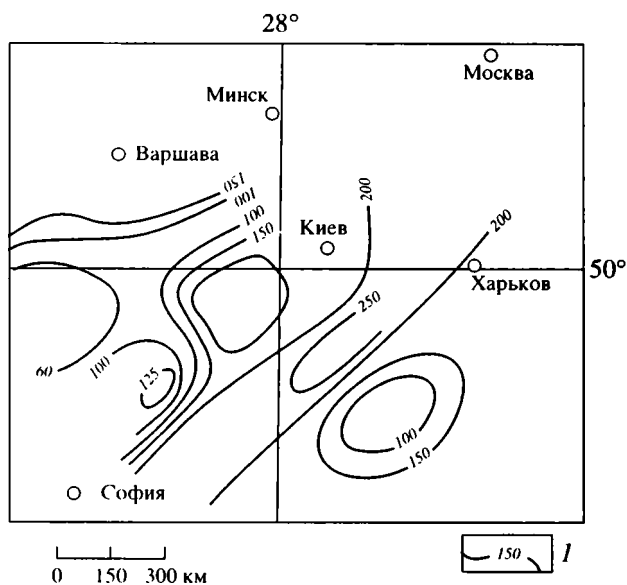


Рис. 3. Схема поверхности астеносферы Украины [15]

1 – изоглубины кровли астеносферы, км.

110–135 км: понижение скоростей продольных волн до 8.0–8.5 км/с относительно 8.5–8.6 км/с для литосферы и 8.7 км/с в подстилающем слое мантии [22, 23].

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРИРОДЕ АСТЕНОСФЕРЫ

Сопоставление данных о характере пространственного распространения зон пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии с материалами о режимах эволюции земной коры дает основание сделать заключение о ведущей роли мантийного тепла в формировании астеносферного слоя, о чем в свое время писал еще Б. Гутенберг [8]. Так, в подавляющем большинстве зон активизации, характеризующихся интенсивным мантийным тепловым потоком, отмечается наиболее высокое гипсометрическое положение кровли астеносферного слоя, его наибольшие мощности, высокий уровень отрицательных аномалий сейсмических скоростей (до –0.4–0.5 км/с). В то же время на стабильных участках древних платформ, где наблюдается умеренный тепловой поток, астеносферный слой залегает на больших глубинах, имеет малую мощность или вовсе отсутствует (?).

Учитывая эту закономерность, факт прохождения через астеносферу поперечных волн с небольшим коэффициентом затухания, соотношение кривой изменения температуры солидуса мантийного вещества с глубиной и геотермы древних континентов, многие исследователи приходят к выводу, что вещество астеносферного слоя является пластическим, слабо сопротивляющимся сдвиговым напряжениям, обладающим невысоким пределом прочности, могущим деформироваться (течь) под действием малых избыточных давлений и характеризующимся относительно пониженной вязкостью (10^{19} – 10^{20} П под океанами и 10^{21} – 10^{22} П под континентами). С реологической точки зрения астеносфера – идеальная вязкая ньютонова жидкость. Литосфера же – упруго-пластичное, упруго-хрупкое тело, обладающее значительным значением предела прочности.

В активизированных зонах платформ, а также повсеместно в океанах вещество астеносферного слоя находится в частично расплавленном состоянии (не более 1–10%). Для щитов и плит древних платформ состояние вещества астеносферы определяется особенностями приближения геотермы к кривой температуры солидуса мантийного вещества: они сближаются в той области мантии, где частичное плавление ее вещества полностью исключается (с температурным барьером 200–300°C). В данной ситуации пластическое состояние вещества в астеносферном слое связывается с эффек-

том температурного “размягчения” вещества (но не с частичным плавлением) [16].

Исследователи, начиная с Б. Гутенберга, отмечают, что кровля и подошва астеносферного слоя в сейсмическом поле выражаются по-разному. Кровля слоя, по-видимому, не является резкой скоростной границей. Подошва же астеносферного слоя, скорее всего, представляет собой границу резкого изменения скоростей сейсмических волн (поперечных на +0.4 км/с, продольных на +0.3 км/с) и находится на Европейском континенте в среднем на глубине 220 км, соответствующей границе раздела Леманн. По всей вероятности, глубина кровли астеносферного слоя существенно колеблется, а его подошва, наоборот, является довольно выровненной границей.

МОДЕЛЬ АСТЕНОСФЕРЫ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

На основании сейсмических данных В. Бабушки, В.Б. Соллогуба и материалов, приведенных в работе В.Б. Бурьянова с соавторами [1, 2], нами проведен интегральный корреляционно-комплексный анализ данных о глубинах залегания астеносферного слоя совместно со сведениями о геофизических типах земной коры, поверхности Мохо, региональном гравитационном и региональном магнитном полях, поверхности фундамента и тепловом потоке.

По этим данным для территории запада Восточно-Европейской платформы построена “астеносферно-геофизическая” модель глубин залегания кровли астеносферного слоя (мощности литосферы) в виде

$$H_{ac}(r) = \sum_{i=1}^k \int_R p_i(r, r') f_i(r') dr',$$

где H_{ac} – глубина залегания кровли астеносферного слоя (мощность литосферы); f_i – геофизические поля и их комплексная характеристика, выраженная последовательным рядом типов земной коры [11]; $p_i(r, r')$ – весовая функция, характеризующая вид закономерной связи H_{ac} и f_i на области R , определяемая на основании редкой сети эмпирических сейсмических данных об H_{ac} по методике комплексной корреляционной интерпретации геофизических полей [10].

Установлена хорошая интегральная корреляционная связь перечисленного комплекса геолого-геофизических данных с кровлей астеносферного слоя (мощностью литосферы), характеризующаяся интегральным корреляционным отношением 0.87.

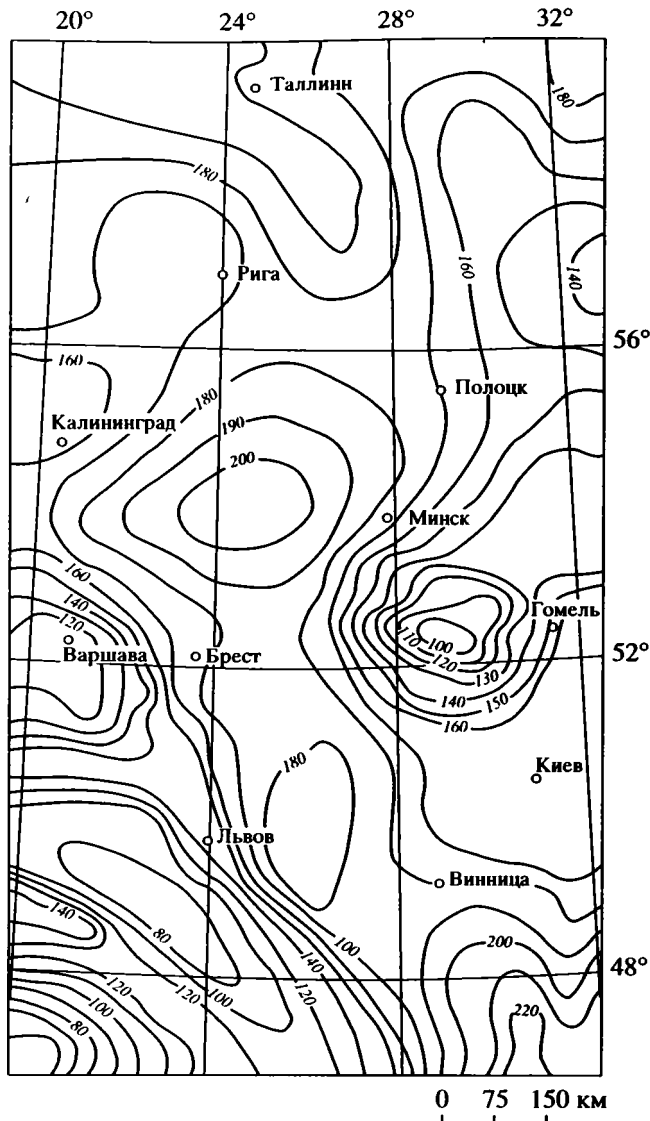


Рис. 4. Схема поверхности астеносферы (мощности литосферы) западной части Восточно-Европейской платформы
Условные обозначения см. на рис. 3.

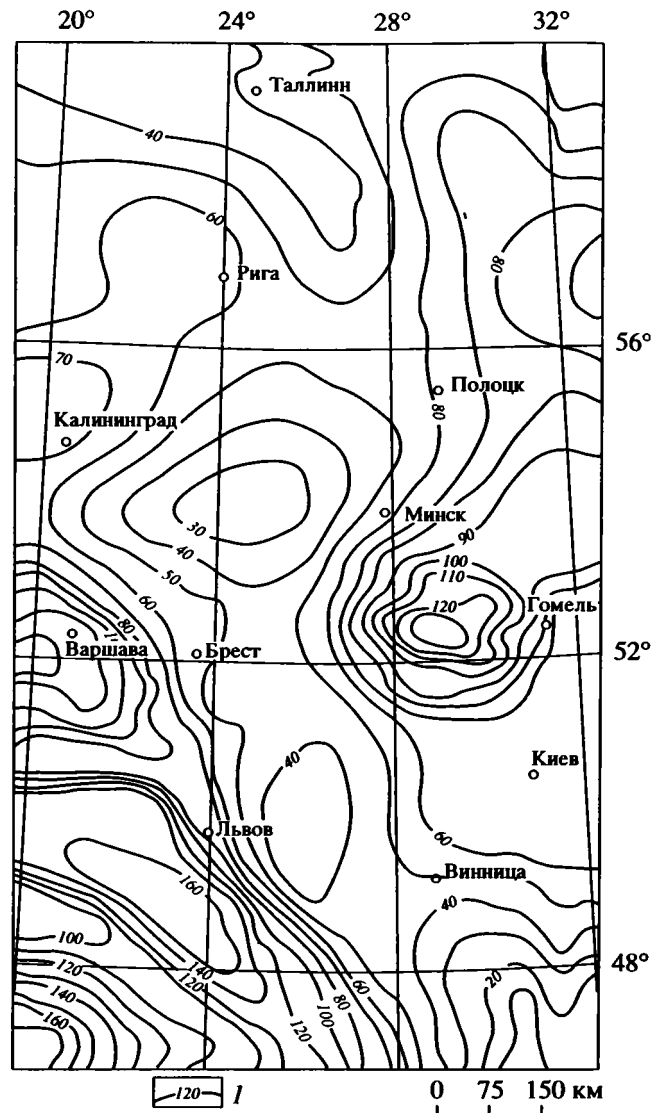


Рис. 5. Схема мощности астеносферного слоя западной части Восточно-Европейской платформы
1 – мощность астеносферного слоя, км.

Наибольший вклад в “астеносферно-геофизическую” модель вносит региональное гравитационное поле с радиусом осреднения порядка 100 км и поверхность Мохо. Средняя квадратическая ошибка модели относительно глубины залегания кровли астеносферного слоя составляет около 30 км. При этом среднеквадратический разброс глубин превышает ошибку модели более чем в два раза. Это, согласно критерию Стьюдента, свидетельствует о 95-процентной надежности модели. В качестве контроля модели взяты сейсмические данные об астеносферном слое для Припятского прогиба [5] и для северо-восточной

части Польши [23]. Они практически не расходятся с модельными значениями.

На карте поверхности астеносферного слоя западной части Восточно-Европейской платформы (рис. 4) видно, что наибольшими глубинами залегания кровли астеносферы характеризуются Украинский щит (до 200–220 км) и Белорусская антеклиза (до 200 км), наименьшими – район Карпат (70–80 км) и Припятский прогиб (100 км). Сопоставляя эту карту с картой тектонического районирования, находим, что крупные тектонические элементы хорошо отображаются в кровле астеносферного слоя (мощности литосферы). Так, четко вырисовываются Белорусская антеклиза в

виде крупной впадины кровли астеносферного слоя с глубиной свыше 200 км. Аналогично характеризуется Украинский щит.

Наоборот, существенно уменьшенной мощностью литосферы – валобразной структурой кровли астеносферного слоя на глубинах 90–100 км в ее своде отмечается Припятский палеорифт. Высоким залеганием кровли астеносферного слоя характеризуются Карпаты. Резко выражена высоким градиентом кровли астеносферы юго-западная граница Восточно-Европейской платформы. В кровле астеносферы достаточно четко прослеживается Припятско-Брестская зона глубинных широтных разломов, менее отчетливо – Полоцко-Курземская зона разломов.

В целом на территории запада Восточно-Европейской платформы прослеживается крупный прогиб кровли астеносферы субмеридионального простирания с глубинами в его осевой части до 190–200 км и более – линейно вытянутая зона утолщенной литосферы шириной 200–300 км, простирающаяся от Балтийского щита через Латвийскую и Полесскую седловины до Украинского щита и далее на юг.

На рис. 5 приведена карта мощности астеносферного слоя. При ее построении мы исходили из общего понятия астеносферного слоя как слоя с резко выраженной кровлей и относительно спокойной подошвой, соответствующей скоростной границе раздела Леманн. В силу отсутствия достоверных данных о характере поведения нижней границы астеносферного слоя в западной части Восточно-Европейской платформы в качестве этой границы нами принята горизонтальная плоскость. Глубина ее залегания взята равной 230 км, исходя из того, что это значение – наибольшая мощность литосферы в исследуемом регионе (и мы не будем иметь фиктивных отрицательных значений мощностей) и величина, близкая к среднему уровню границы Леманн для Европы.

Анализируя эту карту, находим, что под Белорусской антеклизой и под Украинским щитом астеносфера (учитывая выше указанную условность нижнего уровня астеносферного слоя) или очень тонкая, или практически отсутствует. Наиболее мощная астеносфера под Припятским палеорифтом (130 км) и под Карпатами (до 170 км).

Наиболее ярким структурным элементом на этих картах (см. рис. 4, 5) является отмеченная ранее Балтийско-Украинская зона утолщенной литосферы, секущая всю западную часть Восточно-Европейской платформы. Эта зона четко совпадает с ранее выделенной по поверхности фундамента Р.Г. Гарецким и В.Я. Коженовым [6, 7] Балтийско-Украинской полосой поднятий. В современном структурном плане по поверхности фундамента, а в ряде случаев по некоторым горизонтам платформенного чехла между Балтий-

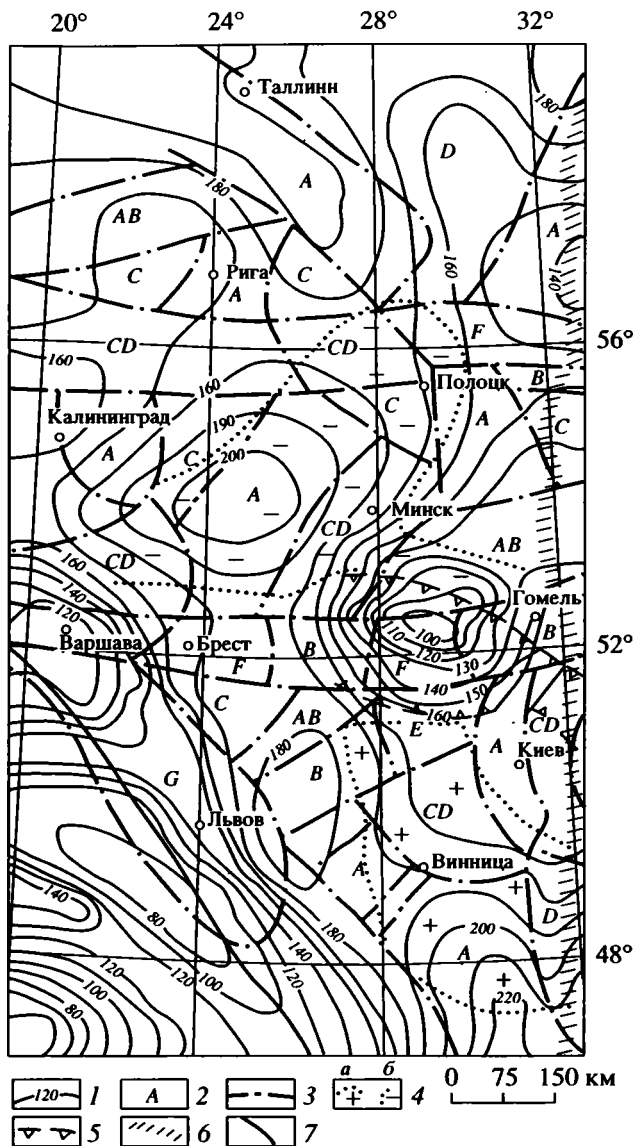


Рис. 6. Схема сопоставления мощности литосферы западной части Восточно-Европейской платформы с геотектоническими данными

1 – мощность литосферы, км; 2 – геофизические типы земной коры, их основная последовательность: A → B → C → D → E; E – земная кора со слоем коромантийной смеси, G – шовные зоны, AB, CD – промежуточные типы коры; 3 – границы блоков с различными типами земной коры (глубинные разломы мантийного заложения); 4 – границы: а – Украинского щита, б – Белорусской антеклизы; 5 – краевые разломы Припятско-Донецкого палеорифта; 6 – ось полигенно-полихронной активизации; 7 – линия Тейсейра-Торнквиста – TESZ.

ским и Украинским щитами отчетливо намечается Полесско-Латвийская зона поднятий, которая по поверхности фундамента представляет собой подземный мост, соединяющий оба щита в субмеридиональном направлении. Эта зона поднятий



Рис. 7. Схема основных структур западной части Восточно-Европейской платформы.

вместе с обоими щитами образует Балтийско-Украинскую приподнятую полосу, которая является главной субмеридиональной тектонической осью Восточно-Европейской платформы. В историческом плане эта ось ощущалась практически в течение всего платформенного этапа развития от рифея до современной эпохи, нередко являлась своеобразным водоразделом эпиконтинентальных бассейнов, заливавших платформу. К ней приурочен и современный водораздел бассейнов Балтийского и Черного морей.

Балтийско-Украинская зона утолщенной литосферы имеет морфологически неоднородное внутреннее строение. Так, в самой южной части примерно до широты г. Винница эта зона имеет линейный характер и здесь, пожалуй, самая мощ-

ная литосфера (до 230 км). Начиная с широты Винницы и далее на север, трансрегиональная зона мощной литосферы резко смещается на запад на 200–250 км, и далее до широты Припятского и Подляско-Брестского прогибов формируется овальная локализованная структура с мощностью литосферы до 190 км и несколько более.

Севернее с небольшим западным смещением формируется широтная овальная структура литосферы, соответствующая Белорусско-Литовскому сегменту, выделенному в разрезе земной коры [4]. Далее на широте г. Полоцка происходит смещение изолиний в восточном направлении.

Как отмечалось ранее [4], в результате анализа комплекса карт по глубинному строению земной коры выявлено структурное несоответствие южного, центрального и северного сегментов западной части Восточно-Европейской платформы в современном строении земной коры (рис. 6). Это несоответствие можно устранить, если предположить, что вероятно, в протерозое по широтным системам глубинных разломов, соответственно Припятско-Брестской и Полоцко-Курземской, произошли крупные горизонтальные субширотные сдвиги южного (Украинский щит) и северного (Новгородский блок) сегментов земной коры относительно центрального Белорусско-Литовского сегмента. Предполагается, что при перемещении по Припятско-Брестской системе разломов произошел левый сдвиг, а по Полоцко-Курземской – правый, с амплитудой перемещения порядка 100–150 км.

Сопоставляя эти результаты с морфологией Балтийско-Украинской зоны утолщения литосферы, можно предположить, что ее внутреннее неоднородное строение, по крайней мере в белорусской части, обусловлено также протерозойскими горизонтальными субширотными сдвигами. Имея это в виду, можно предположить, что зона мощной литосферы в архее имела субмеридиональное простирание от широты Винницы до южных склонов Балтийского щита. Из этого следует, что Припятско-Брестская и Полоцко-Курземская системы глубинных разломов являются сквозьлитосферными разломами, линеаменами протерозойского заложения.

Предлагаемая реконструкция показывает, что перемещения блоков литосферы возможны не только в ранге крупных литосферных плит, но могут носить локальный характер для относительно небольших сегментов в пределах уже консолидированной континентальной коры.

Таким образом, Балтийско-Украинская полоса поднятий как главная субмеридиональная ось Восточно-Европейской платформы выделяется не только в современной структуре по поверхности фундамента, не только отчетливо ощущается зачастую в виде своеобразного водораздела

морских бассейнов в течение всего платформенного этапа развития, начиная с рифея и до новейшей эпохи, но и отображается в кровле астеносферы, а в разрезе земной коры характеризуется латеральной неоднородностью. Это еще более укрепляет утверждение о значительной роли Балтийско-Украинской тектонической оси в эволюции земной коры, причем не только в платформенный, но и в дорифейский этап.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрим соотношение мощностей литосферы и астеносферы с основными тектоническими элементами земной коры запада Восточно-Европейской платформы и соседних территорий, а также типами земной коры.

На юге территории значительную ее часть занимают западные районы Украинского щита, Волыно-Подольская плита, Львовский прогиб, фрагмент Восточных Карпат, Припятский прогиб, образующий с Подляско-Брестской впадиной единую субширотную систему. Севернее этой системы значительную площадь занимают Белорусская антеклиза, Балтийская синеклиза, Оршанская впадина и Эстонская моноклиналь (рис. 7).

Если на Украинском щите и Белорусской антеклизе основные тектоно-магматические процессы закончились в протерозое, то поверхность фундамента впадин, прогибов и синеклиз в значительной мере формировалась в рифее и фанерозое. Переменной интенсивности осадконакопление в Львовском и Припятском прогибах (в последнем сопровождавшееся позднедевонским магматизмом) происходило в фанерозое.

С юго-запада платформу обрамляет полоса каледонской и герцинской складчатости. На самом юго-западе развита наиболее молодая складчатая область – альпиды Карпат.

Для запада Восточно-Европейской платформы характерны проявления и другого типа активного эндогенного режима – тектоно-магматической активизации. Этот режим особенно четко фиксируется по развитию дайковых и эффузивных комплексов щелочно-основного состава, которые обычно связаны с завершающей стадией основных эндогенных процессов на платформе.

Максимальная мощность литосферы приходится на основную сводовую часть Белорусской антеклизы, к которой также приурочена наиболее значительная мощность коры в регионе. Несколько меньшую мощность имеет литосфера в пределах запада Украинского щита и Волыно-Подольской плиты и вновь максимальную к юго-юго-востоку от Винницы. Складчатые структуры Предкарпатья и Карпат характеризуются резко уменьшенной мощностью литосферы, что собст-

венно характерно для всех молодых складчатых областей.

Как уже отмечалось, на обеих картах четко в виде высоких градиентов значений изолиний мощностей литосферы и астеносферного слоя выделяется юго-западная граница Восточно-Европейской платформы – зона Тейссейра–Торнквиста. Она делит всю территорию на две части: 1) Восточно-Европейский кратон с мощной литосферой (до 160–220 км и как исключение – до 100 км в Припятском палеорифте) и тонким слоем астеносферы (в основном до 30–70 км и только в Припятском палеорифте до 120–140 км); 2) Карпаты и небольшой участок Западно-Европейской молодой (эпипалеозойской) платформы с относительно тонкой литосферой (от 60 до 140 км) и толстой астеносферой (от 100 до 170 км).

Анализируя распределение блоков земной коры различного состава в пределах трансрегиональной Балтийско-Украинской зоны утолщенной литосферы, легко заметить, что к ней в значительно большей степени тяготеют блоки, имеющие интегральный основной или средне-основной состав. Системы блоков, расположенных в восточной части рассматриваемой территории, характеризуются меньшими мощностями литосферы (до 150–160 км).

Субширотный Припятский палеорифт, так же как и Полоцко-Курземская разломная зона, несколько нарушает субмеридиональный план литосферных структур запада Восточно-Европейской платформы, но коренным образом не меняет его.

Сопоставляя по всему региону мощность литосферы и глубины залегания поверхности Мохо вне зависимости от возраста и состава верхней части коры, приходим к выводу, что в целом наблюдается прямое соотношение: мощная литосфера – мощная земная кора. В первую очередь это соотношение относится к территории, занимаемой главными докембрийскими структурами фундамента запада платформы: Белорусско-Прибалтийскому гранулитовому поясу и Подольскому гранулитовому блоку с различной степенью переработки. Для существенно переработанных гранулитовых блоков земной коры: Киевского, Брагинского, Бобруйского, Витебского, Валдайского – указанное соотношение не так явно.

Интересно отметить, что Балтийско-Украинская зона параллельна трансконтинентальному линеamentу, который выделяется некоторыми исследователями [13] и протягивается от Одессы до Мурманска. Этот Одесско-Мурманский линеament рассматривается как ось полигенно-полихронной активизации, играющей важную роль в истории земной коры платформы, являясь восточным ограничением области активизации западной

части платформы на готско-дальсландском этапе [13].

Сравнение мощности литосферы и астеносферы с платформенными тектоническими элементами показывает их хорошее совпадение. Так, для крупных положительных структур (южная часть Балтийского щита, Белорусская антеклиза, Украинский щит и разделяющие их седловины) характерны мощная литосфера (до 190–200 км) и тонкая астеносфера (до 20–40 км). Наоборот, к основным отрицательным структурам приурочены тонкая литосфера и толстая астеносфера: Припятский прогиб (соответственно до 100 и 130 км), Оршанская впадина (до 140–160 и 50–90 км), Балтийская синеклиза (до 160–180 и 50–70 км). Это свидетельствует о том, что распределение современных мощностей литосферы и астеносферы установилось главным образом в течение платформенного этапа развития Восточно-Европейского кратона. Особенно существенное воздействие на утонение литосферы оказали процессы растяжения и преобразования вещества литосферы и астеносферы в результате рифейско-ранневендского (Оршанская впадина) и палеозойского (Припятский прогиб) рифтогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурьянов И.Б., Гордиенко В.В., Загородняя О.В. и др. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наук. думка, 1987. 184 с.
2. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н. и др. Комплексное геофизическое излучение тектоносферы континентов. Киев: Наук. думка, 1983. 176 с.
3. Введенская А.В., Балакина Л.М. Двойное лучепреломление в оболочке Земли // Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962. № 8. С. 27–31.
4. Гарецкий Р.Г., Апирубите Р.А., Данкевич И.В. и др. О сдвиговых перемещениях крупных блоков земной коры запада Восточно-Европейской платформы в докембрии // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1990. № 6. С. 6–8.
5. Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Глубинное строение Припятского палеорифта // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 6. С. 1438–1442.
6. Гарецкий Р.Г., Коженев В.Я. Балтийско-Украинская полоса поднятий – главная меридиональная тектоническая ось Восточно-Европейской платформы // Тектонические исследования в Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1983. С. 50–58.
7. Гарецкий Р.Г., Коженев В.Я. Главные субмеридиональные тектонические оси древних платформ Лавразийской группы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 11–18.
8. Гутенберг Б. Физика земных недр. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. 262 с.
9. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Павленкова Н.И., Чернышев Н.М. Результаты исследования структуры литосферы на профилях в Сибири // Геология и геофизика. 1988. № 5. С. 120–128.
10. Каратаев Г.И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск: Наука, 1966. 143 с.
11. Каратаев Г.И., Пашкевич И.К. Геолого-математический анализ комплексов геофизических полей. Киев: Наук. думка. 1986. 168 с.
12. Павленкова Н.И. Сравнительная характеристика верхней мантии континентов и океанов // Геофиз. журн. 1988. № 10. С. 3–16.
13. Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И. и др. Магнитная модель литосферы Европы. Киев: Наук. думка, 1990. 168 с.
14. Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.
15. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
16. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Физика Земли. Т. 12: Природа тектонической активности Земли. М.: ВИНТИ, 1993. 291 с.
17. Тектоносфера Земли / Под ред. В.В. Белоусова. М.: Наука, 1978. 551 с.
18. Ушаков С.А. Физика Земли. Т. 1: Строение и развитие Земли. М.: ВИНТИ, 1974. 269 с.
19. Babuska V., Plomerova J., Sileny J. Structural Model of Subcrustal Lithosphere in Central Europe // The Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere–Asthenosphere System // Studia geoph. et geod. 1988. № 33. P. 27–41.
20. Barrell J. The Strength of the Earth's Crust // J. Geol. 1914. Vol. 22. P. 17–31.
21. Dorman J., Ewing M., Oliver J. Study of Shear-velocity Distribution in the Upper Mantle by Mantle Rayleigh Waves // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1960. Vol. 50. P. 87–115.
22. Grad M. Seismic Model of the Earth's Crust and Upper Mantle of the East European Platform // Acta Geophysica Polonica. 1987. Vol. 35. № 2. P. 121–155.
23. Grad M., Guterch A., Janic T., Perchuc E. Model of the Lithosphere of the East European Platform in NE Poland // Bull. of the Polish Acad. of Sci. Earth Scienc. 1987. V. 35. № 2. P. 111–118.
24. Gutenberg B. Untersuchungen zur Frage, bis zu welcher Tiefe die Erde kristallin ist // Z. Geophys. 1926. Vol. 2. P. 24–29.
25. Gutenberg B. On the Layer of Relatively Low Wave Velocity at a Depth of about 80 Kilometers // Bull. Seism. Soc. Amer. 1948. Vol. 38. P. 121–148.
26. Hoffman J.P., Berg J.W., Cook K.L. Discontinuities in the Earth's Upper Mantle as Indicated by Reflected Seismic Energy // Bull. Seism. Soc. Amer. 1961. Vol. 51. № 1. P. 17–29.

- mic Energy // Bull. Seism. Soc. Amer. 1961. Vol. 51. № 1. P. 17–29.
27. *Jeffreys H.* On the Interpretation of Pd // Geophys. J. 1958. № 1. P. 191–197.
28. *Lehmann I.* The Times of P and S in Northeastern America // Ann. Geophys. 1955. Vol. 8. P. 351–370.
29. *Lehmann I.* Velocities of Longitudinal Waves in the Upper Part of the Earth's Mantle // Ann. Geophys. 1959. Vol. 15. P. 93–118.
30. *Lehmann I.* S and the Structure of the Upper Mantle // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1961. Vol. 4. P. 124–138.

Рецензент: Е.Е. Милановский

Asthenosphere of the Western East European Craton

R. G. Garetskii, I. V. Dankevich, and G. I. Karataev

As a result of integrated analysis of the geophysical data on lithospheric and asthenospheric thicknesses available for a number of regions in Europe, an asthenospheric geophysical model for the western East European craton was worked out involving thickness for maps of the top of the asthenosphere (lithospheric thicknesses) and asthenospheric thickness maps. A large transregional Baltic–Ukrainian zone of thick (up to 230 km) lithosphere has been recognized, extending from north to south across the whole western East European craton almost parallel to the transcontinental Odessa–Murmansk lineament. It corresponds to a belt of basement highs of the same name, which is the main N–S tectonic axis of the East European craton. The lithosphere has been shown to thin within structural lows (paleorifts, synclises, and depressions) and to thicken on the highs (shields and anticlises).

УДК 551.24(571.661)

ТЕРРЕЙНЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

© 1996 г. С. Д. Соколов*, С. Г. Бялобжеский**

*Геологический институт РАН, Москва

**СВКНИИ РАН, Магадан

Поступила в редакцию 28.XII.1994 г.

Террейновый анализ широко используется для тектонического районирования континентальных окраин Тихого океана. Представлен макет карты террейнов Корякского нагорья, который является частью Международной карты террейнов Северной Циркум-Пацифики (гл. ред. У. Ноклеберг) и дается краткое описание террейнов. Обсуждаются особенности, трудности и достоинства террейнового анализа.

ВВЕДЕНИЕ

При выяснении общих закономерностей формирования континентальных окраин Тихого океана широко используется террейновый анализ. Особое внимание при этом уделяется разработке региональных моделей [42–44, 47–49]. Впервые для СВ России террейновая терминология была использована в работах [29, 30]. В последние годы с этих позиций отечественными геологами (С.Г. Бялобжеский, Б.И. Натальин, Л.М. Натапов, Л.М. Парфенов, С.Д. Соколов, Г.М. Сосунов, А.И. Ханчук, Н.В. Цуканов) было сделано тектоническое районирование Востока России, чему способствовала совместная работа с американскими, канадскими и японскими коллегами над составлением карты тектоно-стратиграфических террейнов Северной Циркум-Пацифики (лидер проекта У. Ноклеберг, США). Легенда и принятая в ней классификация террейнов были опубликованы ранее [21, 50]. Тем не менее здесь уместно будет напомнить основные понятия террейнового анализа.

Террейн – это ограниченное разломами геологическое тело региональной протяженности, которое характеризуется своими собственными стратиграфическими, магматическими, метаморфическими и структурными особенностями, определяющими тектоническую историю, отличающую его от соседних геологических тел [47]. Под субтеррейном понимается ограниченная разломами единица внутри террейна, которая имеет во многом сходную, но не идентичную геологическую историю с соседними единицами. Супертеррейн, или составной (composite) террейн, состоит из двух или более террейнов, которые объединились (амальгамация) до их аккреции к континентальной окраине. Для террейнов, испытавших значительные перемещения, вводится понятие перемещенных (displaced), или аллохтонных, террейнов. Если существует палеогеографическая или пространственная неопределенность перво-

начального местоположения комплексов, слагающих террейн, он обозначается как suspect terrane [43, 46].

Существуют разные классификации террейнов. В легенде к карте они подразделены в зависимости от предполагаемых геодинамических обстановок на кратонные, пассивных континентальных окраин, окраинно-континентальных дуг, островодужные, океанической коры (в том числе симаунты и офиолиты), аккреционных клиньев и субдукционных зон (*a* – с преобладанием турбидитов, *b* – с преобладанием океанической коры).

Аккреция понимается в широком смысле как наращивание континентальных окраин в результате тектонического совмещения и причленения террейнов. Время аккреции террейнов определяется возрастом перекрывающих осадочных и вулканических образований (overlap assemblage) и сшивающих (stitching) интрузий.

ОПИСАНИЕ ТЕРРЕЙНОВ

Обзор включает территорию, расположенную к востоку от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На рис. 1 показана схема террейнов Корякского нагорья, представляющая собой упрощенный вариант макета, составленного для карты террейнов Северной Циркум-Пацифики масштаба 1 : 5000000. На схемах (рис. 2, см. рис. 1) по возможности сохранены названия террейнов, их латинские аббревиатуры и геодинамическая интерпретация. Основные изменения, сделанные авторами, специально обсуждаются в статье.

Кони-Мургальский террейн (KM). Для него характерны морские, мелководные и континентальные вулканогенно-осадочные островодужные серии широкого стратиграфического диапазона от карбона до неокома включительно. По простиранию террейна отмечаются значительные стратиграфические и вещественные вариации,

что позволило выделить два субтеррейна: Тайгоносский и Мургалский.

Тайгоносский (КМТ) субтеррейн. Каменноугольные и пермские отложения развиты только на п-ове Тайгонос, а триасово-среднеюрские известны также на п-вах Кони и Пьягина. Это единый циклически построенный вулканогенно-осадочный комплекс, мощностью в несколько километров, с фауной бореальной провинции. Вулканогенные породы относятся к дифференцированной андезито-базальтовой серии. Формационный анализ позволил восстановить структуру вулканического Южно-Тайгоносского поднятия и сопряженного Северо-Тайгоносского прогиба [11, 17]. Стратиграфически выше залегают прибрежно-морские вулканические, вулканогенно-осадочные образования базальтового и андезито-базальтового состава верхней юры – неокома и угленосные отложения аптского и альбского ярусов. Формирование островодужных структур завершилось внедрением габбро-гранодиорит-гранитных и граносиенитовых интрузий с изотопными возрастными 75–115 млн. лет (К/Аг метод [17]). На Тайгоносе широко развиты метаморфические породы амфиболитовой, зеленосланцевой и глаукофановой фаций. Особенности распределения их в пространстве и связь с интрузиями позволяют предполагать существование парного метаморфического пояса [17].

Мургалский субтеррейн (КММ) сложен мелководными морскими и континентальными вулканогенными, вулканокластическими и туфогенно-осадочными отложениями верхней юры – готерива. Основание их не вскрыто. Вулканы принадлежат известково-щелочной андезито-базальтовой серии. Островодужный комплекс прорван доальбскими интрузиями диоритов, гранодиоритов, тоналитов, плагиогранитов (105 млн. лет, К / Аг метод [31] и перекрывается несогласно мелководными морскими и континентальными отложениями апта–альба. Последние могут рассматриваться как “перекрывающие серии” (“overlap sedimentary assemblages”), фиксирующие время аккреции Мургалского и Тайгоносского субтеррейнов к континентальной окраине Азии.

Островодужный характер Кони-Мургалского террейна вряд ли может вызывать сомнения. Однако при палеотектонической интерпретации отдельных комплексов остается еще много спорных моментов. Во-первых, дискуссионным является вопрос об энсиматической или энсиалической природе отдельных субтеррейнов. Во-вторых, длительный по времени островодужный магматизм (поздний палеозой – неоком) может объясняться, с одной стороны, существованием здесь окраины андийского типа, а с другой – тектоническим совмещением или стратиграфическим наложением островодужных комплексов, от-

вечающих разновозрастным конвергентным границам. Для ответа на этот вопрос необходимо провести детальные петрологические и палеомагнитные исследования.

На продолжении Кони-Мургалского террейна располагается *Западно-Пекульнейский террейн (WP)*, он представляет собой систему тектонических пластин [19]. Западные пластины сложены мощным смятым в складки комплексом вулканогенно-осадочных пород берриаса–валанжина, олистостромами готерив-барремского и апт-альбского ярусов. Восточные пластины в нижней части сложены метаморфическими и магматическими породами: 1) амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами и эндербитами с телами плагиогнейсов, агматитов и мигматитов (изотопный возраст цирконов 2.9–2.4 млрд. лет, Рb / Рb термоизохронный метод [18]); 2) кристаллическими сланцами, габбро-норитами, анортозитами, оливин-пироксеновыми габбро, лерцолитами; 3) амфиболовыми габбро, диоритами, тоналитами, плагиогранитами (изотопный возраст 226–195 млн. лет, К/Аг метод [16]). Относительно их происхождения имеются разные точки зрения, И.Л. Жуланова и А.Н. Перцев [10] рассматривают их как сложный многофазовый расслоенный раннемеловой плутон, соответствующий по составу базальту толеитовой серии островных дуг. М.С. Марков и Г.Е. Некрасов [18, 19] считают первый комплекс гранулит-базитовым слоем древней докембрийской континентальной коры, а среди габброидов выделяют древние раннепротерозойские реликты океанических структур и новообразованные, сходные с офиолитами зон растяжения.

Метаморфические образования перекрываются карбонатно-терригенно-угленосными отложениями условно палеозойско-раннемезозойского возраста. Они прорваны многочисленными дайками толеитовой и известково-щелочной серий островных дуг [16] и перекрываются вулканогенно-осадочной толщей берриаса–валанжина. Радиологический возраст (К/Аг метод) плагиогранитов из дайкового комплекса 135 млн. лет [16].

Структурно выше располагается аллохтонный комплекс, представленный тектоническим меланжем с блоками офиолитов, вулканогенно-кремнистыми породами верхней юры–валанжина и пикрит-диабаз-базальтовой толщей готерива [18–20].

Палеотектонические связи островодужного комплекса остаются неясными. Он может рассматриваться или как продолжение Кони-Мургалского террейна, или как часть конвергентной границы Южно-Аньюского океанического бассейна. От решения этого вопроса зависит трактовка офиолитов.

Пенжинско-Анадырский террейн (РА) расположен к востоку от Кони-Мургальского террейна и подразделяется на три субтеррейна: Усть-Бельский, Майнский и Ганычаланский.

Усть-Бельский субтеррейн (РАБ) является северным элементом и состоит из нескольких тектонических пластин [1, 19, 20]. Утесинская пластина сложена серпентинитовым меланжем с блоками палеозойских (?) эффузивов, кремней и известняков. Мавринская пластина представлена среднеюрскими терригенными и туфо-терригенными породами с прослоями конгломератов и мергелей. Породы смяты в сложные складки, интенсивно будинированы и катаклазированы. Отроженская пластина сложена офиолитами (мантейные ультрабазиты, габброиды, диабазы, базальты), которые перекрываются кремнистыми породами, известковистыми песчаниками, туфами и известняками с фауной среднего–позднего девона и раннего карбона. Разрез интродуцирован дайками диабазов, плагиогранитов, диоритов с изотопными возрастными 180–304 млн. лет (К/Аг метод [1]). Удачинская пластина сложена толщей чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов с фауной валанжинского яруса. Таловская пластина, как и Отроженская, представлена офиолитами, но значительно более деформированными.

Майнский субтеррейн (РАМ) вскрывается из-под меловых отложений в отдельных изолированных выходах в бассейне рек Пенжины и среднего течения Анадыря. Здесь выделяются: 1) базальтоиды, глинистые сланцы, известковистые песчаники, алевролиты и рифогенные известняки ордовика–силура; 2) вулканогенно-осадочные образования островодужного типа (андезиты, дациты, вулканокластиты, туфы) с фауной и флорой ангарского типа раннего карбона; 3) терригенные отложения перми с прослоями органогенно-обломочных известняков; 4) туфо-терригенные отложения верхнего триаса – средней юры с редкими горизонтами андезитов; 5) терригенные отложения верхней юры – нижнего мела с внутриформационными несогласиями, размывами и стратиграфическими пробелами.

Ганычаланский субтеррейн (РАГ) состоит из нескольких тектонических пластин. Нижнее положение занимает Ильпенеинская пластина, сложенная эффузивами, кремнистыми породами, известняками, метаморфизованными в зеленосланцевой и глаукофановой фациях. Изотопный возраст метаморфизма – 325 млн. лет (К/Аг метод [9]) и 327 млн. лет (Rb/Sr метод [5]). Выше расположена пластина серпентинитового меланжа с блоками метаморфических пород и вышележащих офиолитов. Г.Е. Некрасов (устное сообщение) отмечает находки гранатовых амфиболитов, тоналитов и гнейсовидных габбро с изотопным возрастом 1100 (Pb/Pb термоизохронный метод).

Офиолитовый разрез дезинтегрирован на две пластины. Хинантынупская пластина сложена габбро, габбро-норитами, троктолитами с подчиненным количеством верлитов и лерцолитов. В основании пластины встречаются горизонты милонитов, габбро-амфиболитов и амфиболитов с изотопным возрастом 550 млн. лет (Аг/Аг метод [33]). Эльгеминайская пластина в нижней части содержит диабазы, габбро-диабазы, базальты, представляющие собой, вероятно, деформированный дайковый комплекс. Выше залегают базальты, шаровые лавы с линзовидными прослоями кремней и туфосилицитов. Они перекрываются черными кремнями, известняками, конгломератами, турбидитами и алеврито-глинистыми породами ордовика–силура [3, 17].

Необходимо отметить неравномерную изученность Пенжинско-Анадырского террейна. Геолого-съёмочные работы отдельных участков проводились достаточно давно и с разницей в 10–15 лет, а тематические исследования, главным образом, офиолитов и метаморфических пород, были сосредоточены в Понтонейских и Усть-Бельских горах. В связи с этим при интерпретации палеотектонической природы террейна как аккреционного клина и субдукционной зоны, помимо прямых доказательств океанического происхождения офиолитов и метаморфических комплексов, мы были вынуждены использовать косвенные признаки и соображения общего плана.

Так, например, развитие позднепалеозойско-раннемезозойской Кони-Мургальской островной дуги предполагает существование синхронных аккреционных призм. Подтверждением может служить чешуйчатая структура Ганычаланского и Усть-Бельского субтеррейнов с фрагментами океанической коры раннего и среднего палеозоя, появление островодужного вулканокластического материала в пермско-среднеюрских туфо-терригенных отложениях, а также значительное количество метаморфических пород субдукционного типа [9, 24]. Надо сказать, что выделение древних аккреционных призм – задача довольно трудная, особенно при наличии более молодых деформаций, и требует проведения специальных структурных исследований с последовательным снятием эффекта постааккреционных деформаций.

Таловский террейн (ТЛ) включает терригенный флиш и офиолиты, количественные соотношения которых позволили выделить два субтеррейна.

Айнынский субтеррейн (ТЛА) сложен главным образом турбидитами поздней юры – раннего мела. Наиболее детально он изучен в Таловских и Понтонейских горах [2].

В западной части субтеррейна непосредственно вдоль границы с Ганычаланским субтеррейном наблюдается система чешуй мощностью до

первых сотен метров и протяженностью до нескольких километров. В их составе встречаются известняки среднего–верхнего девона, известково-терригенные и туфо-терригенные отложения карбона – нижней перми, верхней перми, триаса, верхней юры (?) и нижнего мела, а также редкие тела гипербазитов, серпентинитового меланжа и метаморфических пород. Встречаются горизонты меланжа с терригенным матриксом раннемелового возраста. Некоторые из них могли быть первоначально олистостромами. В восточной части преобладают флишоидные отложения верхней юры – нижнего мела. Для субтеррейна характерна сложная чешуйчато-надвиговая структура с дуплексами [34]. Флиш смят в сложные разнообразные складки.

Продолжение террейна в северном направлении (см. рис. 1) основано на определенных аналогиях в строении так называемого Ваежского поднятия. В бассейне рек Ваеги и Мукарыяна обнаружены метаморфические породы ваежской серии, серпентинитовый меланж, известняки силура, девона, карбона, перми, туфо-терригенные породы верхнего триаса и верхней юры – нижнего мела [19, 35]. Они слагают систему чешуй, наклоненных к северо-западу и имеющих мощность в несколько сот метров. Широко развиты зоны меланжа, катаклазитов и милонитов. Встречаются также олистостромы поздне триасового возраста. По данным В.П. Зинкевича [12, 19], эти структуры несогласно перекрываются апт(?)–альбскими терригенными отложениями. Мы склонны интерпретировать их как предостроводужные отложения, перекрывающие аккреционную призму. Дальнейшее изучение фрагментов разрезов отдельных пластин даст возможность восстановить особенности формирования континентальной окраины в позднем палеозое – раннем мезозое. Вероятно, возникнет необходимость выделить эти структуры из состава Айнынского субтеррейна в качестве самостоятельной единицы.

Куюльский субтеррейн (TLK) представляет собой серпентинитовый меланж, в котором выделяются несколько тектонических пластин с различным составом глыб [27, 38]. Помимо Ганкуваямской пластины, в которой сохранился наиболее полный разрез офиолитов [2, 14, 20], выделяются: 1) пластина Удачная с обломками зеленых сланцев и амфиболитов; 2) пластина Веселая с блоками пород (базальты, известняки, кремни) кингивеевского типа (пермь(?)) – средний триас – келловей); 3) Уннаваямская пластина мономиктового серпентинитового меланжа и др. Офиолиты имеют гетерогенное строение; наряду с океаническими, встречаются надсубдукционные.

Таловский террейн рассматривается как аккреционная призма Удско-Мургалской островной дуги позднеюрско-раннемелового возраста [25]. По преобладанию турбидитов выделяется Ай-

нынский, а офиолитов – Куюльский субтеррейны. Вероятно, следует их выделять как самостоятельные террейны, а Куюльский рассматривать как офиолитовый террейн [14, 27]. Они несогласно перекрываются постааккреционными мелководными меловыми отложениями, разрез которых начинается с позднего альба.

В *Майницкий террейн (МАТ)* на карте для упрощения и в известной мере искусственно объединены два крупных блока: Алганский и собственно Майницкий, которые, по всей вероятности, следует рассматривать как два террейна или субтеррейна, разделенные Березовским сдвигом. Общим для них является наличие офиолитового фундамента, на котором накапливались среднеюрско-нижнемеловые туфо-терригенные отложения пекульнейвеевской свиты и чырынайской серии, а также постамагматические флишоидные отложения альба – верхнего мела.

Алганский субтеррейн (АЛ) расположен в междуречье Анадыря, Майна и Великой. Наиболее распространены вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения пекульнейвеевской свиты (средняя юра – нижний мел) мощностью до 2 км. Характерны системы чешуй с преобладанием юго-восточной вергентности, многочисленные зоны дробления и милонитизации, выполненные цеолитами, а также отдельные тела серпентинитов [1, 12, 19].

В.Б. Шмакин [41] выделил несколько разновозрастных породных ассоциаций: яшмово-базальтовую, кремнисто-песчаниковую, флишевую, кремнисто-алевролитовую, песчано-песфитовую. По вещественному составу различаются островодужные и окраинно-морские вулканы [32]. Вдоль восточной границы террейна локализованы выходы габброидов, гипербазитов, отдельные зоны серпентинитового меланжа с блоками офиолитов и глаукофановых сланцев. Геодинамическая обстановка, в которой происходило накопление пекульнейвеевской свиты, соответствует окраинному морю [25]. Согласно легенде карты террейнов, Алганский террейн можно рассматривать как турбидитовый бассейн с меланократовым основанием.

Выше лежащие отложения представлены мощной (3–5 км) терригенной толщей верхнего альба–турона (перекатнинская свита), залегающей несогласно на более древних образованиях [12]. Они являются более глубоководными, чем разновозрастные постааккреционные отложения Таловского террейна. Сенонские отложения (ламутская свита) представлены флишоидной серией с прослоями туфов среднего и кислого состава. В структурном отношении оба комплекса слагают сравнительно слабо дислоцированный чехол, который можно рассматривать как постамагматический комплекс, накопление которого произошло до их аккретирования к краю континента.

Майницкий субтеррейн (МУ) расположен в междуречье рек Великой и Хатырки. Состоит из двух комплексов: серпентинитового меланжа и вулканогенно-кремнисто-терригенной чирынайской серии (средняя юра – нижний мел).

Серпентинитовые меланжи слагают нижний структурный элемент. Они широко развиты вдоль восточной и южной границы террейна и имеют покровные взаимоотношения с алькатваамским и Эконайским террейнами. В центральной части они обнажаются в ядрах вытянутых в северо-восточном направлении узких, прерывистых антиформ. По простирацию антиформные складки нередко запрокинуты на юго-восток и вместе с чирынайской серией образуют чешуйчато-надвиговые структуры [19, 25]. Нередко, особенно в верховьях рек Емраваама и Хатырки, развиты сдвоенные структуры [7, 19].

Серпентинитовые меланжи в целом построены однотипно. Состав глыб разнообразный: гипербазиты, габброиды, плагиограниты, дайковый комплекс, различные вулканы, кремни, известняки палеозойско-раннемезозойского возраста с тетической фауной, фрагменты чирынайской серии, амфиболиты, зеленые и глаукофановые сланцы, эклогитоподобные породы. Офиолиты существенно гетерогенны [19, 20, 22, 32]. Различаются офиолиты двух возрастных интервалов (поздний палеозой – ранний мезозой и поздний мезозой) и разных геодинамических обстановок (океанические, островодужные и надсубдукционные).

В составе Эльгеваямского и Чирынайского меланжей встречаются крупные тела ($4 \times 15 \text{ км}^2$) габброидов, тоналитов, плагиогранитов, вулканических дифференцированных (от базальтов до риолитов) серии и флишоидных туфо-терригенных пород. Они рассматриваются как островодужные образования позднетриасового–раннеюрского возраста [22, 28].

Чирынайская серия объединяет формационно единый, но пестрый по составу набор пород [19, 25]. В.Б. Шмакин (41) выделил яшмово-базальтовую, базальто-алевролитно-кремнистую, алевролитопесчаниковую, турбидитовую, песчаниковую ассоциацию. Нередко радиолариты и базальты представляют собой тектонические включения в терригенных породах. Чирынайская серия интенсивно дислоцирована, широко развиты зоны катаклаза и милонитизация, часто превращенные в сплошные поля цеолит-пренит-цоизит-хлоритовых агрегатов. Характерны чешуйчато-надвиговые структуры. Контакты между литологически разными породами часто сорванные. Разная компетентность пород при деформации приводит к возникновению хаотических образований типа “broken formation” и терригенного меланжа.

Чирынайская серия представляет собой сложный гетерогенный комплекс пород, образовав-

шихся в разных геодинамических режимах: окраинного моря, энсиматических островных дуг и аккреционных призм. Палеотектоническая обстановка формирования комплексов, входящих в состав субтеррейна, ближе всего соответствует модели развития Филиппинского моря [25].

Стратиграфически (?) выше, как и в Алганском субтеррейне, залегают флишевые и песчано-конгломератовые отложения альба–верхнего мела постамальгамационной природы. Они накапливались в окраинном бассейне типа Берингового моря [25].

Великореченский террейн (VK). В нижнем течении р. Великой между Майницким и Алганским террейнами обнажается клиновидная полоса терригенных отложений мощностью до 5 км, известных в литературе под названием Великореченской зоны [12, 19]. Они слагают чешуйчато-надвиговую структуру и имеют регрессивный тип седиментации: флиш альбско-коньякского возраста, мелководные и континентальные толщи сенон-датского возраста. Фундамент меловых отложений не известен, поэтому возможны два варианта интерпретации этих образований [25]. Их можно выделять как самостоятельный террейн (см. рис. 1), близкий по составу к Алькатваамскому террейну, или объединять с постамальгамационными и постааккреционными отложениями Алганского и Майницкого субтеррейнов.

Алькатваамский террейн (AV) расположен в северо-восточной части Корякского нагорья. С запада на него тектонически надвинуты структуры Майницкого субтеррейна. На юго-востоке по крутым разломам, выраженным зонами расщепления и брекчирования, он граничит с Эконайским террейном. Террейн сложен мощными (до 5–6 км) терригенными, часто флишоидными сериями верхней юры – нижнего мела и верхнего мела – палеоцена. Внутреннее строение достаточно сложное. Выделяется несколько самостоятельных тектонических пластин, разрезы которых имеют различные стратиграфические, литологические и фациальные особенности [7, 13]. В составе некоторых пластин, особенно на уровне готерива и маастрихта–палеоцена, встречаются вулканогенно-осадочные образования островодужной природы.

Фундамент юрско-меловых отложений обнажается в зонах серпентинитового меланжа, состоящих, главным образом, из блоков офиолитов позднего палеозоя – раннего мезозоя. Кроме того, в составе террейна имеются небольшие по размерам (до 1 км) блоки островодужных образований позднего триаса с тетической фауной.

Эконайский террейн (EK) расположен в восточной части Корякского нагорья. Для него характерны смятые в сложные, нередко лежащие покровные складки офиолиты позднего палеозоя–

триаса–ранней юры(?) [1, 19, 25]. Все они содержат тетическую фауну. Широко развиты терригенные отложения верхней юры–мела Накыпый-лякского комплекса, которые также смяты в сложные покровные складки. Однако в некоторых местах установлено их несогласное залегание на офиолитах. Они могут интерпретироваться как отложения фронтальной невулканической дуги. Структура террейна несогласно перекрывается отложениями верхнего маастрихта–палеоцена, которые являются постаккреционными образованиями.

Янрайский террейн (YN) на большей части тектонически перекрыт структурами Эконайского террейна. В междуречье рек Опухи и Ваамычгына он обнажается в нескольких тектонических окнах [8, 19, 25, 45], а в бассейне рек Пикасьваяма и Хатырки слагает систему чешуй, надвинутых на верхнемеловые толщи Укэляятского террейна [7, 25].

Террейн представляет собой аккреционную призму, которая сложена терригенными породами, в том числе турбидитами, базальт-яшмовыми ассоциациями и олистостромами, охватывающими возрастную интервал от поздней юры до позднего мела. Базальт-яшмовые ассоциации являются фрагментами океанической коры, сорванными с погружающихся литосферных плит в результате аккреционно-субдукционных процессов. Среди базальтов встречаются толеиты СОХ и базальты океанических островов. Кремни являются типичными конденсированными океаническими осадками. Выделяются несколько разновозрастных ассоциаций.

Яканувеемская пластина сложена базальтами, яшмами, радиоларитами титона (оксфорда)–валанжина. Они перекрываются алевролитами и вулканомиктовыми песчаниками готерива–апта. Якенмывеемская и Ваамычгынская пластины представлены базальтами, гиалокластитами, радиоларитами, металлоносными осадками и известняками соответственно альб–сеноманского и сантон–кампанского возраста. Верхние части разрезов сложены терригенными породами и олистостромами. Олистостромы содержат обломки эконайских офиолитов и пород базальт-яшмовой ассоциации. Появление терригенных пород в разрезах пластин маркирует время приближения океанической литосферы к конвергентным границам плит.

Укэляятский террейн (WKU) имеет дугообразную форму и прослеживается от северо-западной Камчатки до побережья Берингового моря [6, 15, 25]. Сложен мощным (до 7–8 км) флишем позднего мела (сантон–маастрихт) и палеоцена. Турбидиты представлены граувакками, а контуристы – субаркозами. Локально встречаются олистостромы, базальты и кремнистые породы. Отло-

жения смяты в разнообразные складки, осложненные многочисленными разрывами типа взбросов, надвигов и сдвигов. В палеотектоническом отношении они рассматриваются как комплекс осадков континентального склона и подножья.

На карте террейнов Северной Циркум-Пацифики эти отложения выделены в качестве субтеррейна, входящего в состав Западно-Камчатского террейна аккреционного клина. В основе этой интерпретации лежат теоретические представления о существовании аккреционной призмы во фронте Охотско-Чукотского вулканического пояса. Каких-либо структурных наблюдений, подтверждающих данную трактовку, пока нет, так как флиш еще изучен плохо. Однако в ряде мест (бассейны рек Вывенки и Яелваяма, на Западной Камчатке мыс Омгон и хозгонская свита) во флише встречаются фрагменты океанических базальтов и радиоларитов [25, 40]. Если аккреционная призма существует, что теоретически весьма вероятно, то она может занимать лишь какую-то часть обширной области распространения флишевых толщ. Поэтому нам представляется более целесообразным рассматривать террейн как турбидитовый бассейн. Кроме того, поскольку прямых взаимоотношений с западнокамчатским флишем нет, то его следует выделять в качестве самостоятельного террейна.

Олюторский террейн (ОКО) занимает южную часть Корякского нагорья. Это крупный аллохтон, обдуцированный в северном направлении на Укэляятский террейн. Нижняя его часть сложена вулканогенно-кремнистыми отложениями ватынской серии (альб–кампан) [6, 19]. Выше залегают вулканогенно-осадочные островодужные образования ачайваямского комплекса (поздний маастрихт–палеоцен). Локально развиты зональные ультрабазит-габбровые интрузии аляскинского типа. По палеомагнитным данным, океанические породы ватынской серии образовались на палеошироте 32° с.ш., а островодужные комплексы – 58° с.ш. [23].

На карте террейнов Олюторский террейн показан как субтеррейн, который вместе с Валагинским субтеррейном составляет Олюторско-Камчатский террейн островной дуги. Однако нет доказательств, что ачайваямская и валагинская островодужные комплексы являются фрагментами одной дуги, поэтому их лучше рассматривать как самостоятельные террейны.

Ветловский террейн (VT) включает аккреционные комплексы Восточной Камчатки [36], восточных побережий о-ва Карагинского [39], п-ова Говена и хр. Олюторского [37]. В рассматриваемом регионе он сложен среднеэоцен-раннеолигоценным флишем с олистостромами и терригенным меланжем с чужеродными блоками океанических базальтов, гиалокластитов и кремнистых

пород маастрихт-палеогенового возраста. Террейн рассматривается как аккреционная призма палеогеновой Говенско-Карагинской островной дуги, развитие которой было связано со спредингом Командорской котловины [6, 37, 39]. Нельзя исключать, что при детализации стратиграфических и палеомагнитных исследований может обнаружиться, что в Ветловском террейне объединены аккреционные призмы разновозрастных островных дуг, и потребуется более детальное его деление.

ОБСУЖДЕНИЕ

При составлении карты террейнов Корякского нагорья авторы встретились с определенными трудностями, особенно в терминологии и при геодинамической интерпретации.

Некоторые из этих проблем часто обсуждаются в отечественной аудитории. В первую очередь, к ним относятся: 1) что такое террейн и в чем его отличие от структурно-формационной зоны? 2) целесообразность выделения террейнов и необходимость террейнового анализа.

Сама постановка вопроса о том, существуют ли террейны, является, на наш взгляд, недоразумением, так как суть спора сводится к признанию или отрицанию новой понятийной базы, а не открытию какого-то нового явления или структуры. В геологии вопросы, связанные с терминологией и классификацией, достаточно сложны и нередко противоречивы. Во избежание понятийных разночтений следует придерживаться уже сложившегося определения террейна в том виде, как это было сделано авторами концепции коллажа террейнов [46, 47], и избегать субъективных толкований. Среди отечественных геологов популярны два крайне субъективных понимания террейнов либо как блоков, испытавших значительное перемещение, либо как полного аналога структурно-формационных зон. По поводу первой точки зрения достаточно напомнить, что в авторском определении нет упоминания о масштабах перемещения.

В отечественной литературе террейну ближе всего соответствуют определения структурно-вещественного комплекса и структурно-формационной зоны. Структурно-вещественный комплекс – это крупное геологическое тело, отличающееся от смежных с ним тел значениями вещественных и структурных характеристик и, как правило, ограниченное поверхностями региональных несогласий [4]. Несмотря на сходство определений структурно-вещественного комплекса и террейна, применение этих понятий в практике тектонического анализа, как правило, разное. Например, в структурно-вещественный комплекс обычно объединяют породы, образовавшиеся в

одной геодинамической обстановке. Террейны, особенно составные и сложные террейны, включают, как правило, комплексы пород, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках. Следовательно, террейн может включать несколько структурно-вещественных комплексов, что особенно характерно для террейнов, имеющих чешуйчатое или покровное строение.

В этом отношении террейн имеет большее сходство со структурно-формационной зоной. К сожалению, как часто бывает в геологии, существует несколько различных пониманий структурно-формационных зон, что затрудняет прямое их сопоставление с определением террейна. В “Геологическом словаре” [С. 264]¹ структурно-формационная зона трактуется как “зона в пределах складчатой области, отличающаяся от соседних зон чертами осадконакопления, структуры, магматизма, обусловленными специфическими для данной зоны в течение времени ее формирования тектоническим режимом и рядом физико-географических факторов... Структурно-формационные зоны обычно ограничены глубинными разломами”. В данной формулировке это определение близко как структурно-вещественному комплексу, так и террейну, что окончательно запутывает ситуацию.

Приведенное определение структурно-формационной зоны хотя и не запрещает пространственного перемещения, но и не предполагает таких перемещений, т.е. пригодно для описания статической структуры. Понятие террейна изначально допускает возможность такого перемещения, вне зависимости от его масштабов, ибо оно объединяет в единое целое представления как об особенностях развития некоего участка земной коры, так и об его блоковом строении. При этом совершенно необязательно, чтобы такой блок полностью соответствовал былой структурно-формационной зоне.

Знакомство с опубликованными картами террейнов и литературой показывает, что понятие террейна в сравнении с отечественной терминологией имеет двоякий смысл. В одних случаях террейну может соответствовать структурно-вещественный комплекс, а в других – структурно-формационная зона. При террейновом анализе регионов действительно оказывается, что границы некоторых террейнов совпадают с прежними структурно-формационными зонами. Однако нельзя считать это правилом. Например, выделявшаяся ранее единая Таловско-Майнская зона состоит из нескольких террейнов (Майнский, Ганычаланский, Усть-Бельский, Айнынский и Куюльский субтеррейны), а Эконайская зона – из Эконайского и Янранайского террейнов.

¹ Геологический словарь. Т. 1. Москва: Недра, 1973. 486 с.

Трудности в определении геодинамической природы террейнов Корякского нагорья в ряде случаев были связаны с недостаточной изученностью территории. Выходом из положения должно быть прежде всего углубление наших знаний конкретной геологии. Естественно, при этом возникнет необходимость внесения определенных корректив в предлагаемую схему террейнов.

Имеются сложности и другого рода. Многие террейны включают в себя комплексы, формировавшиеся в разных геодинамических обстановках, и, по сути дела, являются составными. Например, Майницкий, в котором имеются фрагменты (блоки) островодужных, окраинно-морских образований и аккреционных призм. При избранном масштабе карты выделение их в качестве самостоятельных единиц породило бы чрезмерную пестроту и сделало бы карту нечитаемой. Поэтому для обозначения геодинамической природы террейнов приходилось выбирать обстановку, которая преобладала на последнем этапе, сознавая известную условность такой классификации. Поскольку террейновый анализ, в особенности применительно к нашей территории, находится в стадии становления, то возможности дальнейшего совершенствования классификации террейнов по предполагаемым обстановкам происхождения еще далеко не исчерпаны.

Некоторые террейны в своем развитии испытали смену геодинамических режимов. Особенно это характерно для островных дуг и оторванных от материка континентальных блоков. Например, фундаментом островодужных образований Олюторского террейна является океаническая кора, которая широко развита по всей площади террейна и на значительных пространствах лишена перекрывающих островодужных отложений. Поэтому показ всего поля террейна цветом островной дуги оставляет некоторую неудовлетворенность и приводит к потере информации, которую приходится восполнять только при описании террейна и на тектоно-стратиграфических колонках.

Более того, в юго-восточной части Олюторского террейна имеются молодые палеогеновые островодужные образования, которым соответствует латерально сопряженный Ветловский террейн аккреционного клина. Исходя из террейнового анализа, следовало выделить террейн палеогеновой, например, Говенско-Карагинский, островной дуги [37], фундаментом для которой служат как океанические, так и островодужные комплексы Олюторского террейна. Однако эта дуга в современной структуре не имеет отчетливых латеральных ограничений в виде разломов (см. определение террейна), поэтому в данном случае ее пришлось бы распространять на всю площадь Олюторского террейна. В этом случае

нам казалось, что потеря информации на карте о ватынских и ачайваемских комплексах, определяющих особенности структуры южной части Корякского нагорья, стала бы невозможной. Альтернативным решением мог быть показ палеогеновой дуги в условных границах. На карте (см. рис. 1б) соответствующие образования показаны как аккреционными вулканогенно-осадочными образованиями – *Tvi*.

Седиментация флишевых толщ Укэлятского террейна происходила в условиях континентального склона и подножия, а начиная с позднего кампана, времени заложения Ачайваемской дуги [6, 19], возникло отшнурованное от океана краевое море. При определении Майницкого и Алганского террейнов как окраинно-морских, что, на наш взгляд, целесообразно, также возникли бы трудности в палеотектонической интерпретации, обусловленные сменой во времена геодинамических обстановок. Это особенно характерно для комплексов, образующихся в зонах перехода океан–континент, где происходит смена островодужных и окраинно-морских обстановок [26].

“Террейновые карты” в значительной мере являются “бесструктурными”. В результате теряется информация о внутреннем строении террейнов и те из них, которые имеют покровное строение, не отличаются от других. Например, альктаваамский террейн в отличие от однотипного с ним по геодинамической природе Укэлятского террейна имеет сложное покровное строение, но на карте они будут смотреться как сходные структурные элементы.

В случае крупных аллохтонных перекрытий, являющихся следствием вертикальной аккреции, возникает сложный пакет покровов. Как правило, они объединяются в “composite” террейны, состоящие из субтеррейнов, которые нередко по своей значимости и отсутствию общих черт геологического развития являются самостоятельными террейнами.

В то же время отдельные комплексы (например, офиолиты позднего палеозоя–раннего мезозоя) иногда оказываются в составе разных, Майницкого и Эконайского, террейнов. В результате затушевывается генетическое единство этих образований. Другим примером могут служить позднемеловые океанические комплексы Янранайского и Олюторского террейнов. Являясь фрагментами одной океанической плиты, они в первом случае находятся в составе аккреционной призм, а во втором – в составе обдуцированного аллохтона [45].

Стратиграфические колонки террейнов, в том виде, как их принято изображать (рис. 3, А), хорошо иллюстрируют стратиграфические диапазоны слагающих толщ, но на них теряются реальные структурные взаимоотношения комплексов

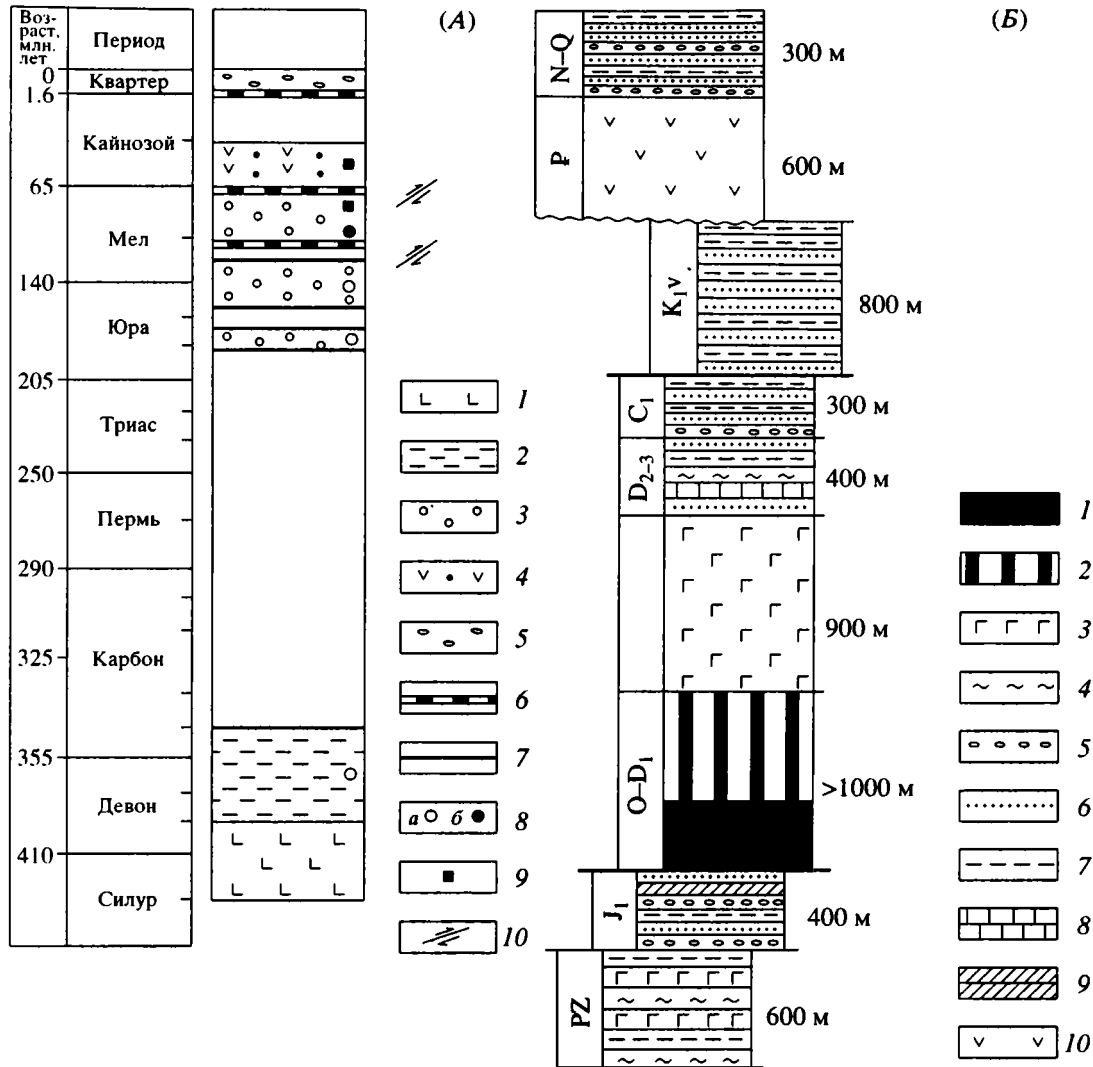


Рис. 3. Тектоно-стратиграфические колонки Усть-Бельского субтеррейна: А – согласно легенде карты террейнов Северной Циркум-Пацифики, Б – альтернативный вариант

Для А: 1 – океаническая кора и офиолиты; 2 – глубоководные осадки и вулканиты; 3 – мелководные морские осадки; 4 – вулканиты субдукционного происхождения и осадочные отложения; 5 – континентальные отложения; 6 – главные несогласия; 7 – тектонические контакты; 8 – макро- (а) и микрофауна (б); 9 – флора; 10 – эпизоды амальгамации и аккреции. Для Б: 1 – гипербазиты; 2 – габброиды; 3 – базальты; 4 – кремни; 5 – конгломераты; 6 – песчаники; 7 – алевролиты, аргиллиты; 8 – известняки; 9 – известково-глинистые породы; 10 – андезито-базальты, андезиты.

и их мощности. Для областей с покровным и чешуйчатым строением предпочтительнее выглядят тектоно-стратиграфические колонки, отражающие структурную последовательность элементов (см. рис. 3, Б).

Существенным недостатком террейнового анализа, как, впрочем, и ряда других способов тектонического районирования, является зависимость от масштаба составляемых карт. Это, в первую очередь, связано с неопределенностью размера террейнов. Параметр “тело региональной протяженности” имеет слишком широкий диапазон. Легко представить, что дробность выделяе-

мых террейнов на картах масштаба 1 : 5 000 000 и 1 : 500 000 будет существенно различаться. Д. Хауэлл [46] обращал внимание на то, что францисканский комплекс в масштабе 1 : 2 500 000 не может быть разделен более чем на один или два террейна субдукционного типа, а в масштабе 1 : 750 000 – на 15–20 террейнов (симаунты, турбидиты, метаморфиты, меланжи и др.). Изображение этих комплексов действительно необходимо в соответствующем масштабе, так как они несут важную информацию о процессах и времени континентальной аккреции.

Новые элементы, несмотря на меньшую площадь, будут соответствовать определению террейна. К сожалению, при их выделении, переходя из масштаба в масштаб, не удастся ограничиться только подразделением террейнов на субтеррейны. В результате может возникнуть желание вводить новые названия террейнов, что неизбежно создаст путаницу.

Авторы предлагают в таких случаях на более крупномасштабных картах выделять внутри террейнов или субтеррейнов в качестве самостоятельных элементов комплексы или тектонические единицы, образовавшиеся в определенной геодинамической обстановке. Например, внутри Ганычаланского субтеррейна можно выделить несколько единиц, соответствующих тектоническим пластинам: Ильпенейская глаукофан-зеленосланцевая, Эльгеминайская офиолитовая и др. Это позволит создать довольно стройную иерархию тектонических элементов и избежать многочисленных несоответствий, которые сейчас сложились с беспорядочным выделением структурно-фациальных зон. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить схемы районирования разных авторов. Сейчас, пожалуй, ни для одного региона России нет общепринятых схем тектонической зональности. В этом плане следует, на наш взгляд, учесть положительный опыт североамериканских коллег, которые с должным вниманием относятся к уже существующим картам и схемам террейнов и стараются без необходимости избегать новых названий.

Отмеченные выше особенности и недостатки предлагаемой террейновой модели Корьякского нагорья обусловлены: 1) разной степенью изученности региона; 2) используемой легендой; 3) существующей классификацией террейнов. Первые две причины легко устранимы по мере совершенствования наших знаний. Тогда как вопросы терминологии и классификации являются ахиллесовой пятой геологии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Террейн является удобным описательным термином. Однако геодинамическая классификация террейнов, как и всякая генетическая классификация в тектонике, имеет свои "подводные камни", поскольку большинство объектов гетерогенны и имеют полигенетическую природу.

Тектоническое районирование с позиций террейнового анализа представляется перспективным направлением. Во-первых, систематизация регионального материала производится в единой и достаточно строгой форме. Сама карта и прилагаемые к ней тектоно-стратиграфические колонки и схема пространственно-временной корреляции террейнов являются сжатым, удобным и легко читаемым способом представления информации.

Во-вторых, террейновый анализ сейчас выполнен для большей части Тихоокеанского пояса (Аляска, Кордильеры Северной Америки, Япония). Это дает возможность, с одной стороны, унифицировать региональный материал, и в этом плане работа российских ученых в составлении карты террейнов Северной Пацифики [50] позволила в какой-то мере ликвидировать "белое пятно" в наших знаниях. С другой стороны, создается возможность проведения межрегиональных корреляций на базе сравнительно-тектонического метода, который является одним из основных способов познания в геологии.

В-третьих, террейновый анализ обеспечивает использование современных тектонических концепций, в том числе тектоники плит и тектонической расслоенности литосферы, для создания региональных моделей развития. Авторы не могут согласиться с мнением А. Шенгера [51], что концепция коллажа террейнов – это шаг назад в сравнении с тектоникой плит. Не случайно во время утверждения тектоники плит и до появления концепции коллажа террейнов геология континентальных окраин оставалась как бы в тени. Палинспастические реконструкции носили глобальный характер, основными структурными элементами были континентальные и океанические плиты. Дело в том, что при создании региональных моделей классические модели тектоники плит сталкивались с определенными трудностями. В структуре континентальных окраин Пацифики встречались комплексы, которые не могли образоваться в конвейерной ленте спрединг-субдукция. Например, микроконтиненты, совмещение островодужных комплексов разных палеогеографических провинций и др. На наш взгляд, концепция коллажа террейнов возникла именно как результат применения основных понятий тектоники плит для объяснения общих закономерностей формирования континентальных окраин.

В-четвертых, появилась перспектива создания нового поколения палинспастических реконструкций, в которых данные континентальной геологии учитывались бы наравне с особенностями кинематики океанических плит [25, 45]. В этом плане сравнительно-тектонический анализ террейнов Тихоокеанского пояса исключительно важен.

Авторы выражают глубокую признательность У. Ноклебергу, Л.М. Парфенову, А.И. Ханчуку за осуждение региональных материалов во время составления карты террейнов Северный Циркум-Пацифики и М.Н. Шапиро за полезные критические замечания при подготовке статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 93-05-9370) и Международного научного фонда (грант MNQ000).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. №1. С. 105–120.
3. Белый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л. К стратиграфии нижнего палеозоя Пенжинского хребта // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ, 1984. С. 19–36.
4. Борукаев Ч.Б., Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. Общие принципы составления карт тектоники докембрия континентов // Геология и геофизика. 1970. № 8. С. 3–11.
5. Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов С.Д., Буякайте М.И., Воронин Б.М. Результаты Rb/Sr изотропного датирования динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки // Геотектоника. 1994. № 5. С. 63–69.
6. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
7. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения центральной части Корякского нагорья // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 58–80.
8. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132–159.
9. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
10. Жуланова И.Л., Перцев А.Н. Базиты северной части хребта Пекульней: геология, петрологические особенности, проблема происхождения // Тихоокеанская геология. 1987. № 3. С. 65–76.
11. Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
12. Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 107 с.
13. Казимиров А.Д. Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. М.: Наука, 1985. 112 с.
14. Куюльский офиолитовый террейн // Ред. С.Д. Соколов, А.И. Ханчук. Владивосток: ДВГИ, 1990. 107 с.
15. Маркевич П.В. Флишевая формация северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 144 с.
16. Морозов О.Л., Симонов В.А. Комплекс даек хребта Пекульней // Советская геология. 1988. № 10. С. 54–61.
17. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
18. Некрасов Г.Е., Сумин Л.В. Меланократовый фундамент хребта Пекульней и его Pb / Rb термохронологический возраст // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 183–189.
19. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
20. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ, 1992. 104 с.
21. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
22. Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 101 с.
23. Савостин Л.А., Хейфец А.М. Палеомагнетизм маастрихт-палеоценовых островодужных образований Олюторской зоны (Южная Корякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 127–140.
24. Силантьев С.А., Соколов С.Д., Полушин Г.В. Новые данные о метаморфических комплексах Пенжинского района (СВ России) // Геотектоника. 1994. № 2. С. 82–90.
25. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
26. Соколов С.Д. Общие закономерности развития зон перехода океан-континент активных окраин // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 40–55.
27. Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Батанова В.Г., Луцицкая М.В., Алексютин М.В. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–16.
28. Ставский А.П., Березнер О.С., Сафонов В.Г., Злобин С.К. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 72–80.
29. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненишайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
30. Тильман С.М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1220–1222.
31. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
32. Филатова Н.И., Вишневская В.С. Аллохтонные формации среднего мезозоя северо-западного континентального обрамления Тихого океана // Докл. АН. 1992. Т. 322. № 4. С. 734–740.
33. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В. и др. Ганычаланский офиолитовый террейн // Тихоокеанская геология. 1992. № 3. С. 82–93.
34. Худoley А.К., Соколов С.Д. О роли сдвигов в тектонике юго-запада Корякского нагорья // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 74–76.
35. Цветков А.Д., Невретдинов Эр.Б. О выделении силурийских и протерозойских (?) отложений на

- Ваежском поднятии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 9. С. 139–142.
36. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Океанические комплексы в структуре Восточного Кумроча (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С. 943–947.
 37. Чамов Н.П. Обстановки и история формирования меловых–палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений юга Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1994. С. 24.
 38. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70–106.
 39. Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. О тектонике острова Карагинского // Геотектоника. 1989. № 1. С. 107–109.
 40. Шапиро М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22–26.
 41. Шмакин В.Б. Литология верхнемезозойских кремнисто-терригенных отложений Севера Корякского нагорья: Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1988. 16 с.
 42. Alaskan Geological and Geophysical Transekt / Eds. W.J. Nokleberg, M.A. Fisher. Washington: Amer. Geophys. Union. 1989. 131 p.
 43. Coney P.J. Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America // Structural Geology. 1989. Vol. 11. № 1/2. P. 107–126.
 44. Grantz A., Moore T.E., Roeske S.M. Continent–Ocean Transekt. Gulf of Alaska to Arctic Ocean. US Geol. Surv. Menlo Park, California, 1991. 72 p.
 45. Grigoriev V.N., Krylov K.A., Sokolov S.D. Accreted Mesozoic oceanic complexes of Koryak superterrane, Northeastern Russia // 1992 Proceedings Intern. Conference on Arctic Margins. Anchorage: Geol. Surv. Alaska, 1994. P. 217–222.
 46. Howell D. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Houston, 1985. 581 p.
 47. Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo: Terra Sci. Publ. Co., 1983. P. 21–35.
 48. Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J., Plafker G. Lithotectonic terrane map of Alaska // U. S. Geol. survey. Map MF-1874-A. 1987.
 49. Monger J.W.H., Berg H.C. Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska // U. S. Geol. Survey. Map MF-1874-B. 1 sheet. Scale 1 : 2 500 000. 1987. 12 p.
 50. Nokleberg W.J., Grantz A., Patton W.W. and others. Circum-North Pacific Terrane Map // International Conference on Arctic Margin. Rept. 2–4, 1992: Abstracts. Anchorage. P. 26.
 51. Sengor A.M.S. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Tethyan perspective // Earth Sci. Raes. 1990. Vol. 27. № 1, 2. P. 179–201.

Рецензенты: Н.А. Богданов, Ю.М. Пуцаровский,
М.Н. Шапиро

Terranes of the Koryak Highland, Northeastern Russia

S. D. Sokolov and S. G. Byalobzheskii

Terrane analysis is used extensively to establish the tectonic zoning of the Pacific continental margins. A preliminary map of the Koryak terranes, which is a fragment of the Circum–North Pacific Terrane Map (W.J. Nokleberg, editor-in-chief), is presented, and the terranes are described briefly. The peculiarities, flaws, and advantages of terrane analysis are discussed.

УДК 551.24.32(571.5)

ТЕКТОНИКА ПЛЮМОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ НА ПРИМЕРЕ ЭВОЛЮЦИИ СУННАГИНСКОГО ЭНДЕРБИТОВОГО КУПОЛА (АЛДАНСКИЙ ШИТ)

© 1996 г. М. З. Глуховский, В. М. Моралев

Институт литосферы РАН, Москва

Поступила в редакцию 27.04. 95 г.

В пределах Суннагинского купола Алданского щита выявлены две генерации раннедокембрийских метабазитов и три генерации гранитоидов (низкокалийевые эндербиты, эндербиты нормальной щелочности и лейкократовые граниты). Геохимические характеристики этих пород свидетельствуют о трансформации базитовой протокры в протоконтинентальную кору и об утолщении этой коры от 15–20 до 30–35 км в интервале от более 3.6 до 3.3 млрд. лет. Тектоническая эволюция купола рассматривается как чередование событий сжатия и растяжения, реализовавшихся в пределах одной структуры. Предполагается, что такая модель эволюции лучше всего соответствует тектонике плюмов. На самых ранних этапах истории Земли механизмы плюм-тектоники были главными в создании континентальной литосферы.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы современные концепции эволюций структуры земной коры и литосферы дополнились представлениями о тектонике плюмов, с которой связывается не только внутриплитный магматизм в фанерозое (горячие точки и поля), но и образование сиалических ядер (нуклеаров) Земли в раннем докембрии [4, 8, 9, 23, 24, 39]. Необходимо заметить, что в отношении тектонической эволюции самых ранних стадий развития Земли, когда происходило становление проконтинентальной коры (4.2–3.5 млрд. лет) существует несколько точек зрения. К протоконтинентальной коре относят, прежде всего, так называемые “серогнейсовы комплексы”, представленные бимодальной ассоциацией пород тоналит-трондjemит-гранодиоритового (ТТГ) или эндербитового и основного (амфиболиты, пироксеновые кристаллические сланцы) составов. Помимо них в протоконтинентальной коре присутствуют супракратальные (метаосадочные и метавулканогенные) образования. Для объяснения природы “серогнейсовы комплексов” и преобладающего нелинейного стиля тектоники протоконтинентальной коры предложено несколько тектонических моделей формирования, недавно проанализированных В.Е. Хайным: субдукционная, обдукционная и сагдукционная [21, 22]. Если первые две модели основаны на принципах тектоники плит, то последняя исходит из механизма тектоники мантийных плюмов: прогиба коматиит-базальтовой коры над горячими плюмами и частичное плавление ее фрагментов [40].

Очевидно, что оценивать приемлемость разных тектонических моделей лучше всего на примерах

анализа эволюции крупных конкретных структур. В качестве такого объекта выбран Суннагинский купол, крупнейший на Алданском щите. Проведенные исследования его строения и состава самых древних генераций метабазитов и гранитоидов, как основных компонентов протоконтинентальной коры, позволяют расшифровать ранние этапы ее эволюции и показать ведущую роль тектоники плюмов в ее формировании.

Для сравнительной характеристики используются материалы по другим районам Алданского, а так же Анабарского щитов, Гренландии, Лабрадора (Североатлантический кратон) и Антарктиды [5, 10, 20, 35, 41, 44].

ГЕОЛОГИЯ КУПОЛА

Геология Суннагинского эндербитового купола детально описана ранее [5, 7, 36]. Купол, размером 300 × 380 км был выделен Л.И. Салопом как типичный гнейсовый овал [21]. Он располагается в центральной части крупного сиалического ядра (1100 км в диаметре) фундамента Сибирской платформы – Алдано-Станового нуклеара [4]. В пределах Алданского щита обнажается лишь южный сегмент этого купола, северная его половина перекрыта платформенным чехлом (рис. 1). Ядро Суннагинского купола диаметром около 180 км сложено комплексом наиболее ранних низкокалийевых и более поздних нормально-щелочных эндербитов (вторые преобладают). Они в разной степени насыщены включениями метабазитов (пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев) разнообразной формы и размеров (от микровключений до многометровых будин). Ближе

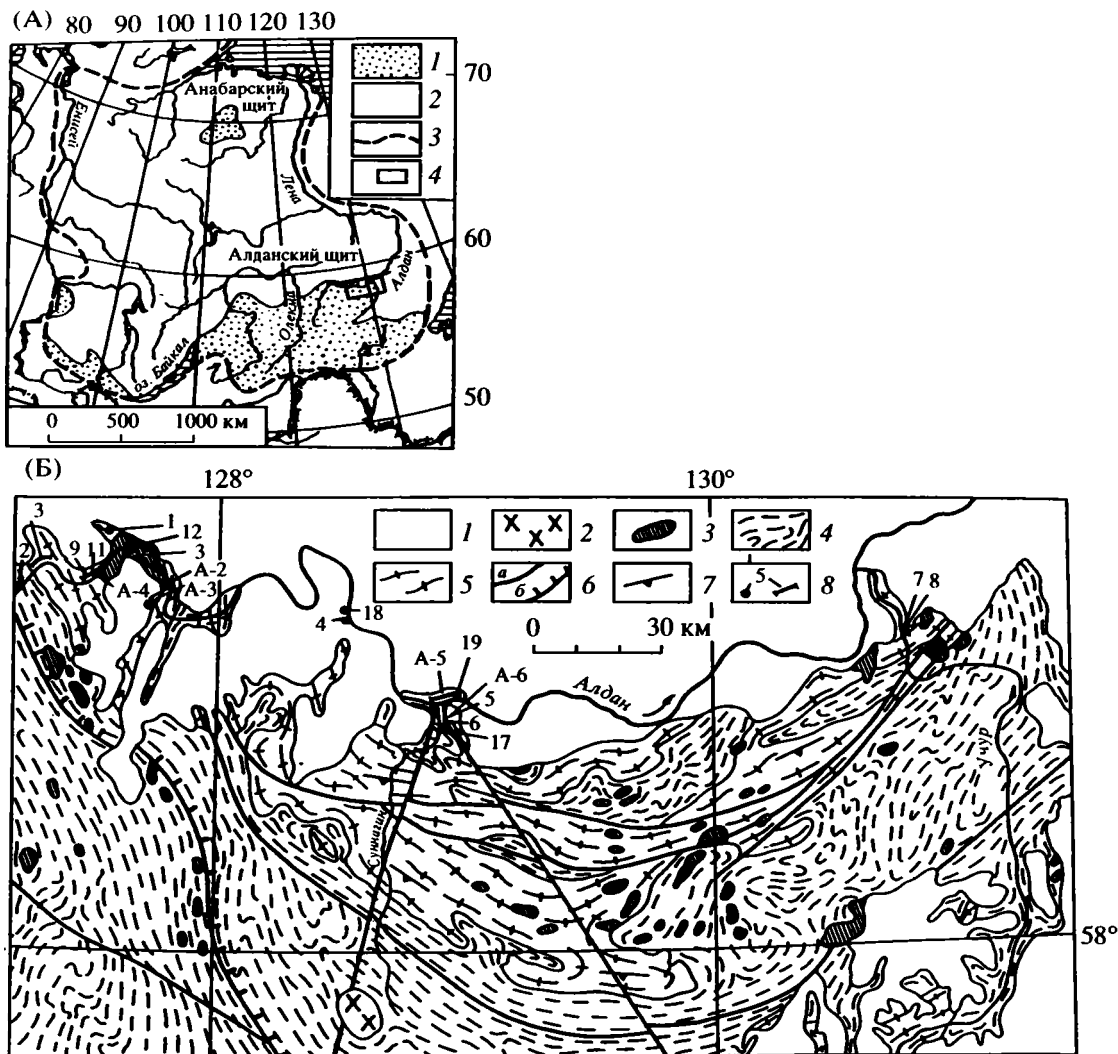


Рис. 1. Обзорная карта Сибирской платформы (А) и геолого-структурная схема строения Суннагинского купола (Б)
 А. 1 – докембрийские образования фундамента; 2 – платформенный чехол и комплексы складчатого обрамления платформы; 3 – граница платформы; 4 – местоположение рис. 1Б
 Б. 1 – платформенный чехол; 2 – мезозойские сиениты; 3 – раннепротерозойские чарнокитовые и аляскистовые граниты; 4 – нерасчлененные супракрупальные гнейсовые серии архея; 5 – нерасчлененный комплекс эндербитов с включениями метабазитов; 6 – разломы (а) и надвиг (б); 7 – ориентировка гнейсовидности в эндербитах; 8 – точки и интервалы опробования с указанием основного номера проб.

к внешней зоне ядра в эндербитах встречаются деформированные многометровые включения и еще более крупные клинья гранат-биотитовых, гранат-силлиманит-биотитовых, иногда графит-содержащих, гнейсов – типичных представителей пород супракрупального комплекса. Последние наиболее широко развиты в обрамлении купола, где помимо них присутствуют также мраморы, кальцифиры, реже кварциты. Много относительно мощных тел метабазитов (до 300–400 м). Эти образования супракрупального комплекса, относящиеся к кюриканской и сутамской свитам тимптоно-желтулинской серии архея, образуют в пределах обнаженной части купола дуговую

складчатую систему, конформную ядру, с крутым падением кристаллизационной сланцеватости (45–70°) в стороны от ядра. Породы неравномерно гранитизированы и прорваны телами раннепротерозойских аляскистовых гранитов и чарнокитов. Степень гранитизации по мере приближения к ядру увеличивается, благодаря чему переход от ядра к крыльям является постепенным и граница имеет условный характер.

Дуговые структурные элементы купола, представляющие собой зоны трещиноватости и разломы, дешифрируются на космических снимках в пределах как обнаженной, так и погребенной его

частей. Кроме того, в южном сегменте эта овоидная структура выражена конформной ориентировкой линейных аномалий магнитного поля. Купол пересекается радиальными разломами северо-западного и субмеридианального направлений, которые, особенно в его северной части, отчетливо выражены в аномальном магнитном поле положительными линейными аномалиями. Один из них, субмеридианальный Алдано-Якутский разлом, выходит далеко за пределы купола и является радиальным разломом Алдано-Станового нуклеара.

Эволюция тектонических условий формирования метабазитов

Среди метабазитов Суннагинского купола выделяются четыре морфогенетических типа.

I тип – это метабазиты инфракрустального комплекса, рассредоточенные в пределах эндербитового ядра купола вне зон радиальных разломов. Они встречаются в виде разновеликих меланократовых включений неправильной формы в древнейших низкокальциевых эндербитах и поэтому рассматриваются как реликты пород базитовой протокры, составляющей вместе с низкокальциевыми эндербитами инфракрустальный комплекс.

II тип – метабазиты, относящиеся к супракрустальному комплексу. Они локализируются во внешней зоне эндербитового ядра и встречаются в виде включений неправильной формы среди эндербитов, часто в парагенезисе с глиноземистыми гнейсами. Эти метабазиты утратили признаки первичного залегания, их взаимоотношения с другими породами супракрустального комплекса нарушены. В связи с этим нельзя уверенно заключить, что они происходят из пластовых тел типа лавовых потоков, силлов или являются деформированными дайками как, например, метабазиты IV типа.

III тип – метабазиты пластовых тел или силлов. Они согласно залегают среди глиноземистых гнейсов, кварцитов и карбонатных пород в складчатом обрамлении купола [7, 15, 36].

IV тип – метабазиты, относящиеся к деформированным мафическим дайкам мощностью от нескольких см до 1–2, реже 30–70 м. (Детальное описание см. [7, 36].) Установлено, что большая часть даек формирует пояса, трассирующие радиальные разломы купола, выраженные линейными магнитными положительными аномалиями [36]. Геологические соотношения мафических даек с эндербитами показывают, что их внедрение осуществлялось после первого этапа гранитообразования, а со вторым этапом были связаны метаморфизм даек в условиях гранулитовой фации и их деформации. Мафические дайки Суннагинско-

го купола можно сравнивать с дайками Амералик и Иналук в Гренландии [34, 44].

Метабазиты всех выделенных типов представлены массивными, иногда грубосланцеватыми темно-серыми породами, содержащими в изменяющихся количествах орто- и клинопироксен, коричневую или бурую роговую обманку, плагиооклаз (№ 40–70), биотит, иногда гранат и магнетит. Общее количество темноцветных минералов колеблется от 25 до 50%. Структура гранобластовая со слабовыраженной сланцеватостью, обусловленной ориентированным расположением агрегатов темноцветных минералов; в разновидностях, у которых сланцеватость не проявлена, структура пород напоминает метагаббровую.

Результаты анализов образцов всех типов метабазитов см. [36].

Проведенные ранее исследования петрогеохимических характеристик метабазитов купола [36] по изменению величин отношения K/Rb [37], а также по зависимости содержаний Zr от Ni [33], равно как данные о низких значениях начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равного 0.7033 ± 0.003 , в метабазитах силлов [15], позволили заключить, что эти породы, являясь производными мантийной магмы, не испытали заметной ассимиляции корового материала и не претерпели существенных изменений состава в процессах метаморфизма гранулитовой фации и последующей (1980 ± 33 млн. лет) термальной переработки [36]. Следовательно, имеющиеся данные доказывают изохимический характер как гранулитового метаморфизма, так и последующей переработки метабазитов, что обеспечивает возможность использования петрогеохимических данных для тектонического анализа с помощью набора диаграмм, разработанных для магматических пород, формирующихся в различных геодинамических обстановках фанерозоя. Отметим ограниченность применимости таких диаграмм в отношении докембрийских образований, но принципиальную возможность анализа геодинамических условий, т.е. обстановок растяжения или сжатия, при которых могли генерироваться основные магмы или формироваться гранитоиды раннего архея [6, 36].

Опыт использования диаграмм Ti/100-Zr-Sr/2, Ti/100-Zr-3Y [47] и TiO_2 -10MnO-P₂O₅ показал [43], что подавляющая часть метабазитов всех типов отвечает базальтам известково-щелочных серий окраинно-континентальных или островодужных геодинамических обстановок. Существенных различий между выделенными ранее типами метабазитов на этих диаграммах не выявляется [36].

Отличие метабазитов инфракрустального комплекса от метабазитов других выделенных типов отчетливо выявляется при анализе распределения в этих породах редкоземельных элементов

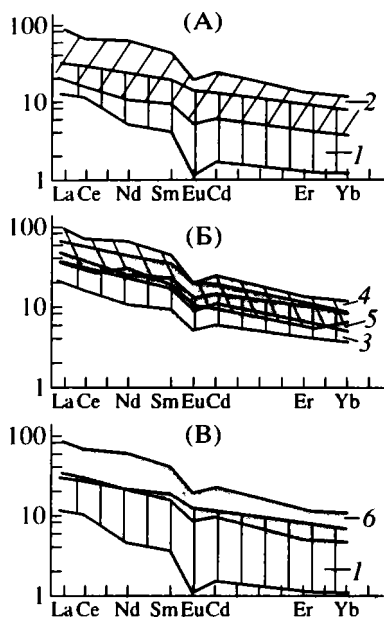


Рис. 2. Диаграммы нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в метабазитах

1 – инфракрустальный комплекс (I тип); 2 – супракрустальный комплекс, пластовые тела и мафические дайки (II–IV типы); 3 – супракрустальный комплекс (II тип); 4 – пластовые тела (III тип); 5 – мафические дайки (IV тип); 6 – пластовые тела и мафические дайки (III–IV типы).

Для метабазитов типов: А – I–IV; Б – II–III; В – I, III–IV.

(РЗЭ) и отношений некоторых из них (рис. 2, 3). Метабазиты инфракрустального комплекса характеризуются относительно низкими концентрациями РЗЭ вообще, а элементов цериевой группы особенно, и отличаются низкой степенью дифференцированности – средняя величина отношения $(La/Yb)N = 4.17$. Породы остальных типов заметно обогащены РЗЭ, степень их дифференцированности выше, $(La/Yb) = 7.2–7.3$. Все метабазиты отличаются хорошо выраженным европейским минимумом с примерно равным отношением $Eu/Eu^* = 0.67–0.74$.

Объединенное поле спектров РЗЭ метабазитов супракрустального комплекса и мафических даек можно разделить на две части. В целом более низкие концентрации РЗЭ характерны для метабазитов второго типа, условно относимых к супракрустальному комплексу, тогда как поля распределения РЗЭ в метабазитах пластовых тел и мафических даек практически сливаются в одно (рис. 2Б). Видимо это явление не случайно. Как видно и из других диаграмм (рис. 3) метабазиты второго типа действительно имеют больший разнос точек, по сравнению с другими разновидностями метабазитов. Это может свидетельствовать о том, что среди образцов пород второго типа могут встречаться метабазиты как инфракрустального, так и супракрустального комплексов или

меланократовых даек. Если исключить из суммарного поля распределения РЗЭ метабазиты второго типа, то различие в редкоземельных спектрах пород инфракрустального комплекса, с одной стороны, и метабазитов пластовых тел и даек – с другой, становится еще более выразительным (рис. 2В).

Разделение на два поля точек метабазитов инфракрустального комплекса с одной стороны и всех остальных типов – с другой хорошо выражено на диаграмме $(La/Sm)N-(Sm)N$ (рис. 3а). При этом все точки располагаются вне полей базальтов фанерозойских срединно-океанических хребтов, а также базальтов, базальтовых и перидотитовых коматиитов архейских зеленокаменных поясов Австралии, Южной Африки и Северной Америки [32]. Положение точек составов метабазальтов на этой диаграмме позволяет заключить, что общая деплетированность мантии видимо закономерно возрастала от раннего архея (практически недеплетированная мантия) к фанерозою (истощенная мантия в зонах срединно-океанических хребтов). Величины La/Sm отношений позволяют получить представление о геодинамических условиях формирования базальтоидов, а также оценить относительную степень частичного плавления пород [11]. Так на диаграмме La/Sm (рис. 3б) фигуративные точки всех типов метабазитов концентрируются в секторах островодужных вулканоплутонических комплексов фанерозоя, но формируют два обособленных поля. Метабазиты инфракрустального комплекса имеют более низкие концентрации La и Sm , типичные для раннеостроводужных (супрасубдукционных) плутонических серий, по сравнению с основными породами супракрустального и дайкового комплексов, которые обнаруживают сходство с плутоническими сериями более зрелых островных дуг. Такое положение фигуративных точек фактических на одном тренде, но в разных полях свидетельствует, скорее всего, о том, что родоначальная магма метабазитов всех выделенных типов выплавлялась из одного источника, но при различной степени частичного плавления мантии: более высокой для древних базитов и менее высокой для пород супракрустального комплекса и даек.

Отметим, что по величинам отношений U/K и Th/K метабазиты инфракрустального комплекса очень близки не только к траппам Сибири и Декана, но и базальтоидам горячих точек Венеры, в отличие от метабазитов супракрустального комплекса, которые по этим параметрам сходны с толеитами островных дуг и вулканических поясов окраин континентов [8].

Можно думать, что метабазиты инфракрустального комплекса формировались в условиях рассеянного растяжения, близких к обстановкам генерации внутриплитных базальтоидов Земли

или горячих точек Венеры. Вместе с тем очевидно, что образование второго поколения метабазитов Суннагинского купола, включающего дайки и силлы супракрустального комплекса, происходило в условиях растяжения (рифтинга) возникшей к этому времени эмбриональной континентальной коры. Дайки внедрялись, начиная с раннего этапа раскрытия зон радиальных разломов, а силлы – на заключительном этапе рифтинга во время накопления вулканогенно-осадочной толщи в окаймлении купольного поднятия [7, 36].

Таким образом, в пределах Суннагинского купола по особенностям геологического положения и состава метабазитов удается установить два этапа эволюции тектонических условий их формирования: рассеянное растяжение и рифтинг по зонам разломов, разделенных периодом образования эмбриональной континентальной коры, включающей значительную долю гранитоидного компонента.

Эволюция тектонических условий формирования гранитоидов

Среди раннеархейских гранитоидов Суннагинского купола выделяются три разновидности: 1 – низкокалиевые эндербиты; 2 – эндербиты нормальной щелочности и 3 – лейкограниты. Первые встречаются только в ядре купола, вторые – как в ядре, так и на крыльях купола среди пород супракрустальной серии. Третьи занимают подчиненное положение и слагают жилы, прожилки, тела небольших размеров или неосому мигматитов в супракрустальных образованиях.

Несмотря на петрогеохимические различия [5] (рис. 4–8) эндербиты первых двух разновидностей внешне очень похожи. Это светлосерые, часто гнейсовидные, иногда массивные, мелко и, реже, среднезернистые породы. Эндербиты первой разновидности состоят из кварца, гиперстена ($F = 45\%$, $Al_2O_3 = 1.15$ и 1.34%), авгит-салита ($F = 26–27\%$, $Al_2O_3 = 2.64–3.05\%$), плагиоклаза ($An = 28–35$), содержащего реликты плагиоклаза более основного состава. Эти реликты, равно как и пироксены, имеют идентичный состав с аналогичными породообразующими минералами пироксеновых кристаллических сланцев инфракрустального комплекса.

Эндербиты нормальной щелочности сложены кварцем, плагиоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном, пертитовым полевым шпатом ($Al = 19.9\%$).

Лейкограниты – средне- и крупнозернистые породы иногда пегматоидного облика, светлорозовые до кирпичных оттенков с гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят из кварца, плагиоклаза, микроклина и биотита.

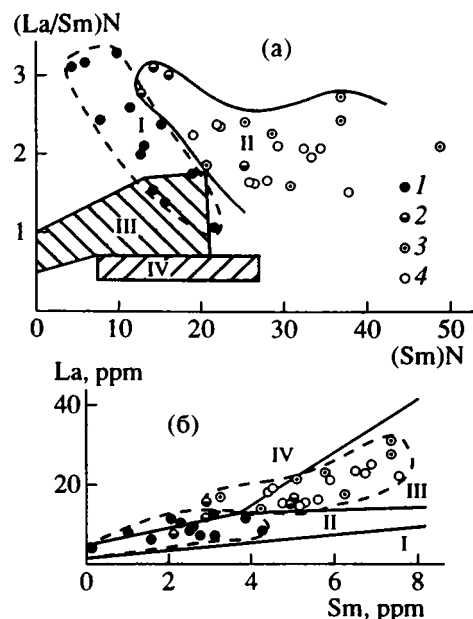


Рис. 3. Диаграммы $(La/Sm)-(Sm)N$ [32] и $La-Sm$ [11] 1–4 – метабазиты: 1 – инфракрустального комплекса (I тип); 2 – супракрустального комплекса из включений в эндербитах (II тип); 3 – силлов (III тип); 4 – мафических даек (IV тип)

Римскими цифрами обозначены поля (а): I – метабазитов инфракрустального комплекса; II – метабазитов супракрустального комплекса пластовых тел и мафических даек; III – толеитовых лав, базальтовых и перидотитовых коматититов зеленокаменных поясов Южной Африки, Северной Америки и Австралии [32]; IV – базальтов срединно-океанических хребтов [32]; и плутонические комплексы (б) [11]: I – океанические, II – раннеостроводужные, III – собственно островодужные, IV – зрелых дуг, активных континентальных окраин и зон коллизии. Пунктирными линиями ограничены поля метабазитов инфракрустального комплекса (а), супракрустального комплекса, пластовых тел и мафических даек (б).

Все основные петрогеохимические отличия трех разновидностей гранитоидов Суннагинского купола (места отбора проб см. рис. 1), видны на диаграммах (рис. 4–8).

Такой набор гранитоидов является стандартным для областей развития древнейших тоналит-трондьемит-гранодиоритовых серий (ТТГ). Это, например, гнейсы Амитсок: серые (3.7 млрд. лет), белые (3.6 млрд. лет) гнейсы и пегматиты (3.4 млрд. лет) района Исуа [44], или низкокалиевые и нормально щелочные [41]; гнейсы Уйвак I (3.6 млрд. лет), Уйвак II и пегматиты района Саглек на севере Лабрадора [30]; эндербиты (3.93 млрд. лет) и чарнокитовые гнейсы (3.1 млрд. лет) Антарктиды [20, 28]; низкокалиевые и нормально щелочные эндербиты и аляскитовые граниты Анабарского щита. Последние, как и вмещающие их метаморфические толщи, характеризуются достаточно древними значениями радиологического возраста пород (2.8; 3.1; 3.8 млрд. лет, [1, 5, 22, 42]).

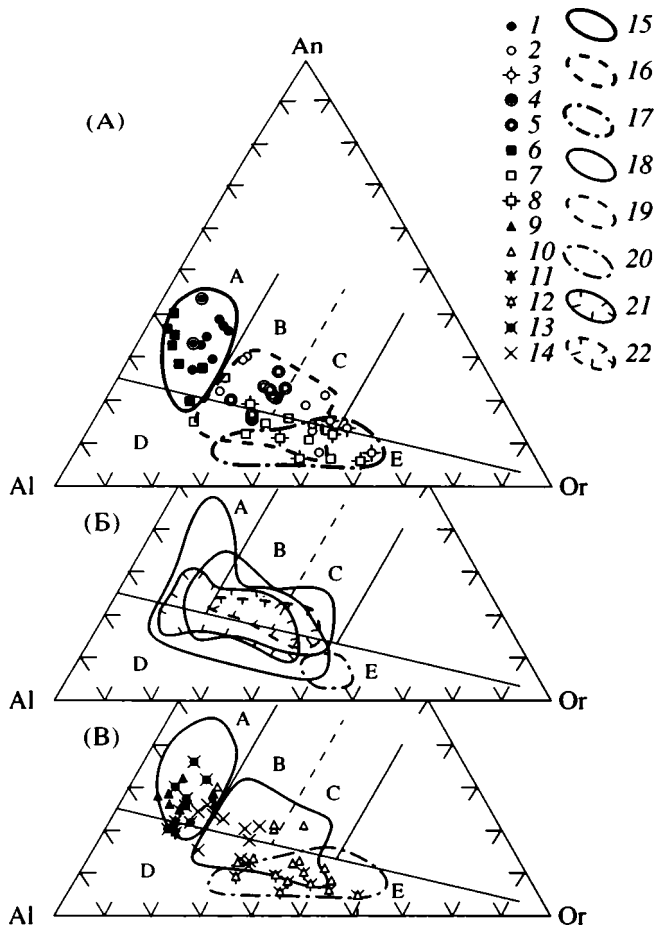


Рис. 4. Диаграммы An–Al–Og для раннеархейских гранитоидов. Классификация по О'Коннору [46]: А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адамелиты, D – тронджемиты, Е – граниты

1–14 – гранитоиды: 1–3 – Суннагинского купола; 4–5 – р. Сутам (Алданский щит); 6–8 – Анабарского щита; 9–12 – Юго-Западной Гренландии [41], 13–14 – Северо-Атлантического кратона [35] (включающие следующие разновидности: 1, 4, 6, 9, 11, 13 – низкокальциевые; 2, 5, 7, 10, 12, 14 – нормально щелочные; 3, 8 – лейкограниты); 15–22 – контуры полей на диаграммах: 15 – низкокальциевые эндербиты, 16 – эндербиты нормальной щелочности, 17 – лейкограниты Алданского и Анабарского щитов, 18 – гнейсов Уйвак I, 19 – гнейсов Уйвак II, 20 – пегматитов Уйвак; 21 – серых гнейсов Амитсок, 22 – очковых гнейсов Амитсок. На диаграмме В совмещены поля гранитоидов Алданского и Анабарского щитов с фигуративными точками ТТГ Гренландии и Лабрадора, Северо-Атлантического кратона [30, 35, 41].

На диаграммах Al–An–Og видна несомненная принадлежность гранитоидов Суннагинского купола к породам серии ТТГ, относящимся, как гнейсы Амитсок и Уйвак, к древнейшим образованиям Земли (рис. 4). Действительно, гранитоиды Суннагинского купола по структурным признакам и петрогеохимическим характеристикам полностью идентичны тоналито-гнейсам инфракристалльного комплекса запада Алданского щита

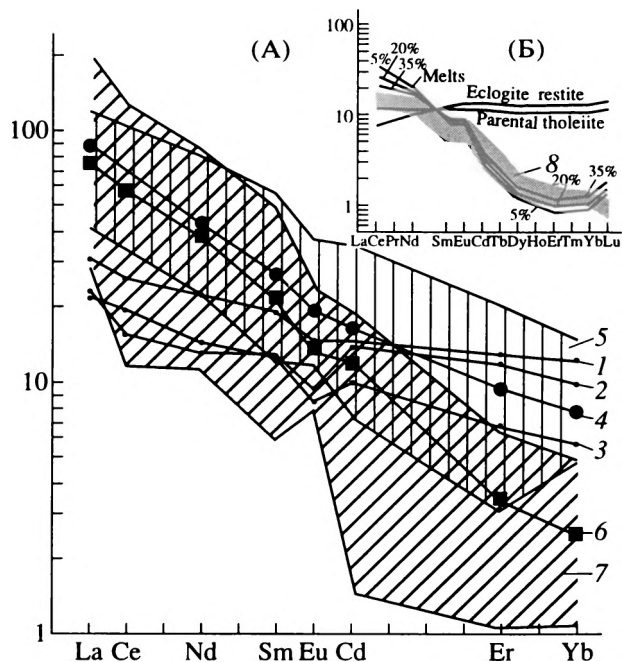


Рис. 5. Диаграммы распределения нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в метабазитах инфракристалльного комплекса и эндербитах (А) и в принятой модели плавления исходного толеита (В) [26]. 1–2 – метабазиты Алданского щита (средние содержания): 1 – Северной части щита (Суннагинского купола); 2 – Западной части щита (р. Имангра); 3 – метабазиты Анабарского щита; 4–7 – низкокальциевые эндербиты (средние содержания – 4, 6 и поля – 5, 7): Суннагинского купола (4, 5) и Анабарского щита (6, 7); 8 – поле тоналита Сатанга и дацита из северо-восточной Миннесоты [26].

та, возраст цирконов из которых по данным U–Pb метода оценивается в 3570 ± 60 млн. лет [16] и 3335 ± 3 млн. лет [45]. Различие в полученных величинах возраста пород из одного обнажения (р. Алдан, Грековский порог) требует объяснения.

Первое определение возраста, судя по составу исследуемого тоналито-гнейса, относится к низкокальциевым эндербитам ($K_2O = 1.94\%$) [16]. Состав же тоналито-гнейсов с возрастом 3335 ± 3 млн. лет не приводится [45]. Между тем по нашим данным в обнажении Грековского порога вскрываются обе разновидности эндербитов внешне схожих между собой. Поэтому не исключено, что при таком их тесном переплетении, когда низкокальциевые эндербиты по-существу, являются реликтовыми, возможно получение двух значений возраста пород. Можно согласиться, что вторая датировка соответствует времени преобразования протолита в условиях гранулитовой фации [12]. Отметим, что второму определению отвечает возраст гранитоидов и очковых порфиробластических гранитов на р. Алдан, против устья р. Нимныр (3390 ± 10 млн. лет) [16]. Можно заключить, что выделенные разновидности эндербитов отвечают двум этапам раннеархейского гранитообразования.

О природе древнейших гранитоидов Суннагинского купола можно судить по характеру распределения редкоземельных элементов в них и в ассоциирующих с ними метабазах инфракрустального комплекса.

Распределение РЗЭ в метабазах и низкальциевых эндробитах Суннагинского купола и Анабарского щита (взятых для сравнения) близко к теоретической модели частичного плавления исходного толеита с получением тоналита и эклогитового рестита [26] (рис. 5). Однако, если судить о степени дифференцированности РЗЭ, то низкальциевые эндробиты Суннагинского купола характеризуются в среднем более низкими отношениями $(La/Yb)_N$, равными 9.47 по сравнению с низкальциевыми эндробитами Анабарского щита $(La/Yb)_N = 35$. По всей видимости степень частичного плавления исходных пород на Алданском щите была выше, чем на Анабарском, что скорее всего, связано с разной интенсивностью теплового потока. Вывод о природе низкальциевых эндробитов гармонирует с представлениями многих исследователей о петрогенезисе раннеархейских тоналитов, связанных с широкомасштабным частичным плавлением первичной базитовой коры [5, 6, 23, 26, 27, 40]. В итоге, после первого этапа гранитообразования была сформирована эмбриональная континентальная кора, состав которой отвечал смеси базитовой протокоры и низкальциевых эндробитов. На основе этого рассчитаны два варианта составов эмбриональной коры (отдельно для Алданского и Анабарского щитов) (рис. 6). Оказалось, что расчетные составы эмбриональной коры чрезвычайно близки теоретическому составу нижней коры [50], что свидетельствует о корректности такого подхода.

О происхождении эндробитов нормальной щелочности и тесно связанных с ними лейкогранитов можно судить по характеру распределения РЗЭ в них и в эмбриональной коре. Как видно (см. рис. 6), распределение РЗЭ в предполагаемой петрогенетической триаде эмбриональная кора–эндробиты нормальной щелочности–лейкограниты близко к теоретической модели частичного плавления тоналитового гнейса в условиях гранулитовой фации [49]. В этой модели, в отличие от варианта кристаллизационной дифференциации исходной магмы дацитового состава (рис. 6В), кумуляты и расплавы заметно отличаются по содержанию тяжелых редкоземельных элементов. Так средние отношения $(Ce/Yb)_N$ для комплементарных эндробитов нормальной щелочности и лейкогранитов Суннагинского купола равны 5 и 22.5, а гранитоидов Анабарского щита – 16 и 73 соответственно. По всей видимости сходный спектр распределения РЗЭ с европиевым максимумом и резким обеднением тяжелыми элементами типичен для конечных членов ТТГ серий и других районах. В частности он установлен для аляскинских

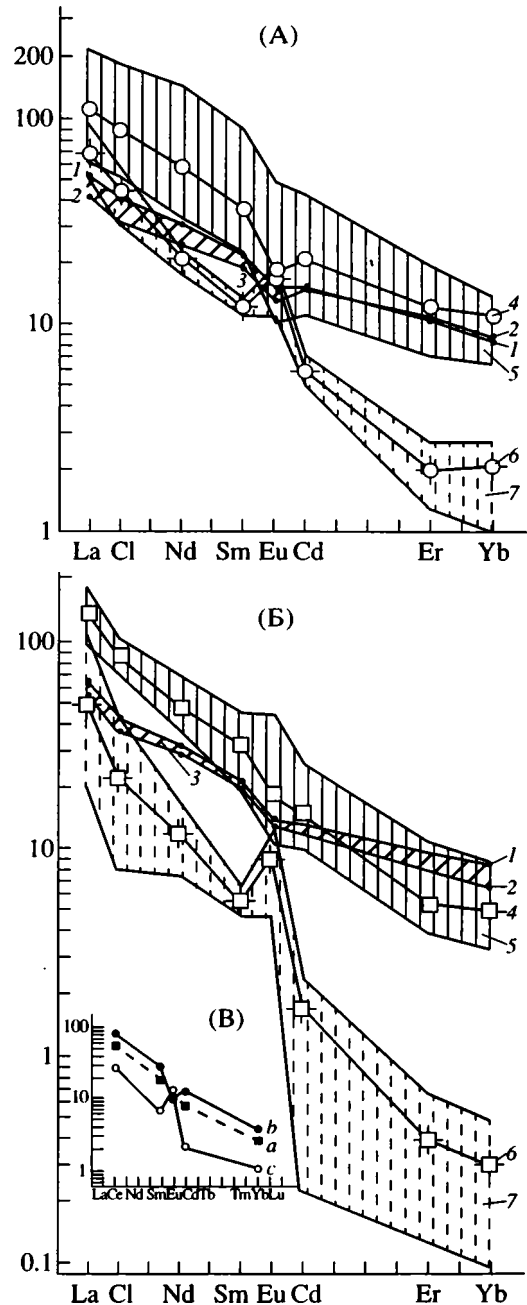


Рис. 6. Диаграммы распределения нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в расчетных составах эмбриональной континентальной коры, эндробитах нормальной щелочности и анатектических лейкогранитах

А – Суннагинский купол, Б – Анабарский щит, В – теоретическая модель дифференциации исходной дацитовой магмы [49]

1–3 – расчетные составы эмбриональной континентальной коры: 1 – 60% и 40%, 2 – 40% и 60% низкальциевого эндробита и метабаза соответственно, 3 – поля; 4–5 – эндробиты нормальной щелочности: 4 – средние содержания и 5 – поля; 6–7 – анатектические лейкограниты: 6 – средние содержания, 7 – поля. На диаграмме В: а – исходная дацитовая магма, б – остаточный расплав после кристаллизации 30%, с – кумуляты.

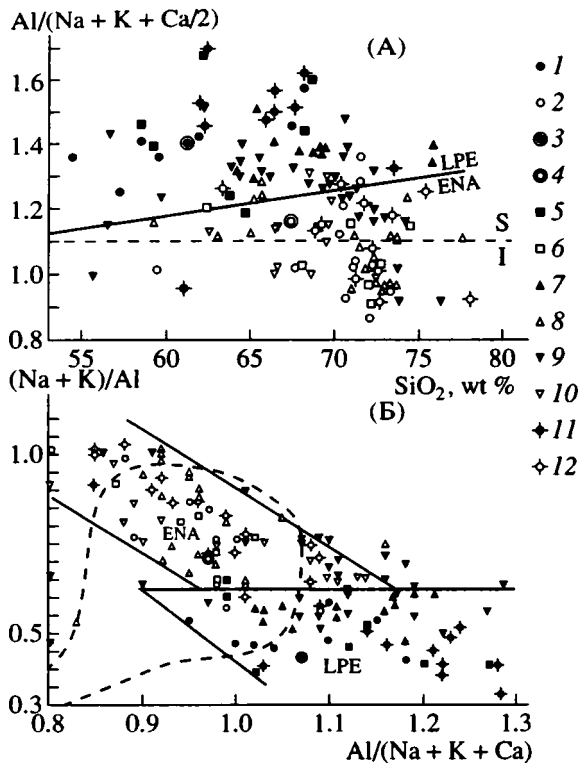


Рис. 7. Диаграммы $Al/(Na + K + Ca/2) - SiO_2$ [29] и $(Na + K)/Al - Al/(Na + K + Ca)$ [51] для раннеархейских гранитоидов

1–4 – эндербиты Алданского щита: Суннагинский купол (1, 2) и Сутамский блок (3, 4 – средние содержания); 5–6 – эндербиты Анабарского щита; 8–9 – серые гнейсы Амитокок [41]; 9–10 – гнейсы Уйвак [30]; 11–12 – эндербиты и чарнокиты Антарктиды [20]. Залитые знаки – низкокальциевые разновидности, пустые – разновидности нормальной щелочности. На диаграмме А пунктирная линия разделяет поля гранитоидов S и I-типов [29], сплошная – поля низкокальциевых эндербитов (LPE) и эндербитов нормальной щелочности (ENA). На диаграмме Б сплошными линиями выделены поля LPE и ENA; пунктирной линией – поле субдукционных гранитов мезо-кайнозой Западной Антарктиды [51].

плаггиомикроклиновых гранитов Анабарского щита (рис. 6Б), микроклинодержащих трондjemитовых гнейсов Льюис Шотландии [49], пегматитов Исуа [44].

Предлагаемая схема эволюции архейского гранитообразования хорошо согласуется с данными о составе стекол расплавных включений в ядрах и внешних частях зональных цирконов из трех разновидностей (низкокальциевых, нормальнощелочных и субщелочных анатектических) древнейших гранитоидов Алданского и Анабарского щитов [25].

Исходя из вышеизложенного можно думать, что образование эндербитов нормальной щелочности и комплементарных им лейкогранитов было спровоцировано подъемом мантийного плю-

ма, о чем свидетельствуют мафические дайки и силлы, внедрение которых предшествовало формированию гранитоидов второго этапа. По всей видимости генезис этих гранитоидов был связан со вторым этапом термофлюидной активности, приведшей к частичному плавлению нижних базитовых и верхних эндербит-базитовых горизонтов эмбриональной коры в головной части плюма.

Давно было подмечено, что “серые гнейсы” обладают повышенной глиноземистостью, подобной фанерозойским толеит-дацитовым и известково-щелочной вулканическим сериям островных дуг [2]. Однако, как показал анализ диаграммы $Al/(Na + K + Ca/2) = SiO_2$, предназначенной для определения принадлежности гранитов к I или S типам [29], эндербиты Суннагинского купола, равно как и других частей Алданского щита (Сутамский блок), образуют два разобщенных поля (рис. 7А). Фигуративные точки составов низкокальциевых эндербитов, происхождение которых связывается с частичным плавлением базитовой протокоры, оказались в поле высокоглиноземистых гранитов S типа, эндербитов нормальной щелочности в полях S и I типов. Такое же распределение гранитоидов выявилось и в других районах развития древнейших ТТГ (рис. 7А). На два поля распались эти гранитоиды и на диаграмме $(Na + K)/Al - Al/(Na + K + Ca)$, на которой, кроме того видно, что фигуративные точки эндербитов нормальной щелочности попадают в область мезозойских гранитоидов субдукционных магматических комплексов (рис. 7Б).

Вероятной причиной того, что низкокальциевые эндербиты, ассоциирующие с породами мантийного происхождения, обладают петрохимическими свойствами гранитов S типа является либо специфический валовый состав первичной базитовой коры, отличавшейся повышенным содержанием Al_2O_3 , на что указывалось и ранее [2], либо длительность периода их формирования или то и другое. Действительно, среди метабазитов интразонального комплекса отмечаются отдельные разновидности с высокими (более 16%) содержанием Al_2O_3 , а пироксены входящие в состав низкокальциевых эндербитов и по всей вероятности заимствованные из исходных пород, заметно отличаются от пироксенов из эндербитов нормальной щелочности большей глиноземистостью. Вместе с тем можно предположить, что в течении 0.8–0.7 млрд. лет, в ходе длительного становления эмбриональной коры континентального типа осуществлялось неоднократное плавление все более глубоких горизонтов первичной базитовой коры, постоянное перемешивание и переплавление эндербит-базитовой смеси (глубокий рйсайклинг). Это в итоге привело к формированию бимодальной ассоциации пород и к обогащению эндербитов первого поколения некоторыми халько- и сидерофильными элементами. И,

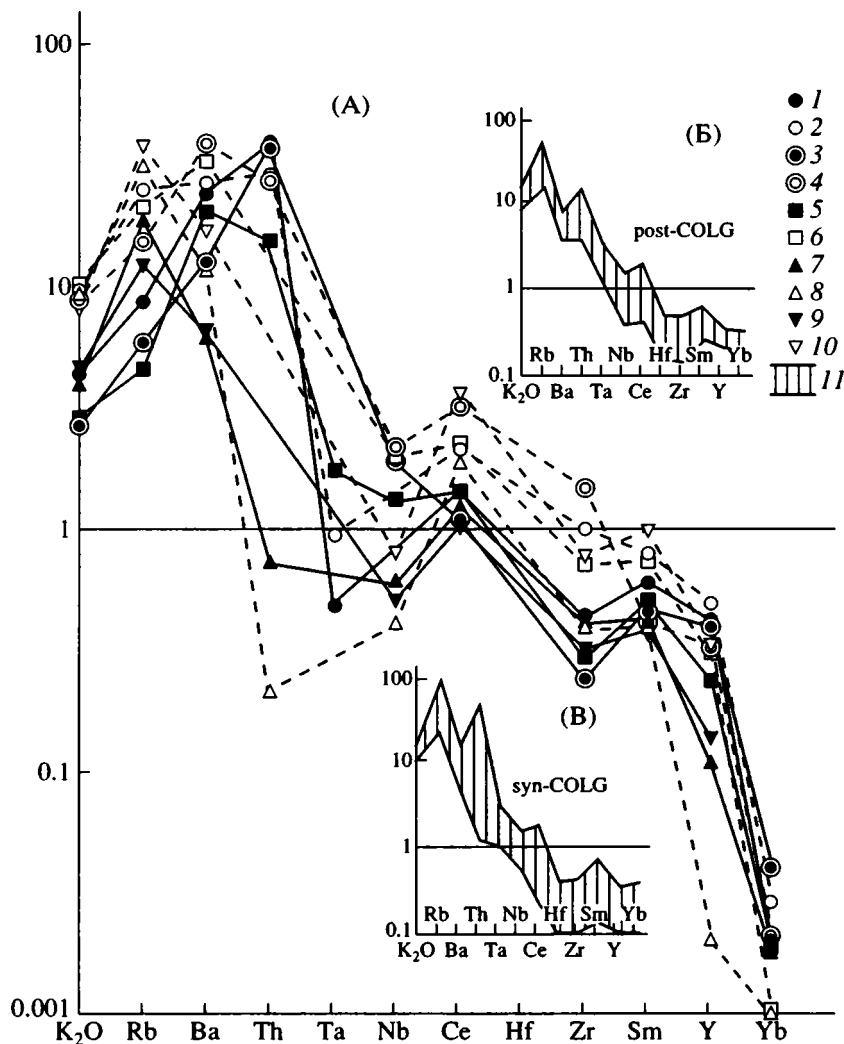


Рис. 8. Многоэлементные графики нормализованных по океаническому плагиограниту раннеархейских гранитоидов (А) и фанерозойских пост- и синколлизийных гранитов (Б, В) [48]. Условные обозначения 1-10 соответствуют рис. 7 (средние содержания); 11 - поля пост- и синколлизийных гранитов.

напротив, образование эндербитов нормальной щелочности в процессе частичного плавления материала эмбриональной сиалической коры под влиянием глубинных флюидов в течении относительно короткого временного интервала (от 3.6 до 3.3 млрд. лет) обусловило генерацию расплавов, обладающих характеристиками гранитов как I, так и S типов.

Для анализа тектонических условий формирования пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии можно использовать многокомпонентную диаграмму [48], на которой видно, что ТТГ различных районов по характеру распределения элементов с разными ионными радиусами, нормированных по океаническому граниту, близки как к пост-, так и к синколлизийным гранитам фанерозоя (рис. 8). Выше показано, что эндербиты нормальной щелочности похожи и на граниты

субдукционных комплексов. На примере дискриминантных диаграмм Rb/Zr-SiO₂ [38], Rb-Nb + Y, Nb-Y [48] и др. было показано [6], что гранитоиды Суннагинского купола обладают геохимическими характеристиками пород, формировавшихся в различных геодинамических условиях, адекватных пред- и постколлизийным, островодужным и реже внутриконтинентальным обстановкам фанерозоя. Это, применительно к раннему докембрию, позволяет заключить, что преобладающим режимом формирования ТТГ был режим сжатия, возможно связанного с высоким флюидным давлением в головной части мантийного плюма.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ полученных данных об эволюции тектонических условий формирования метабазитов

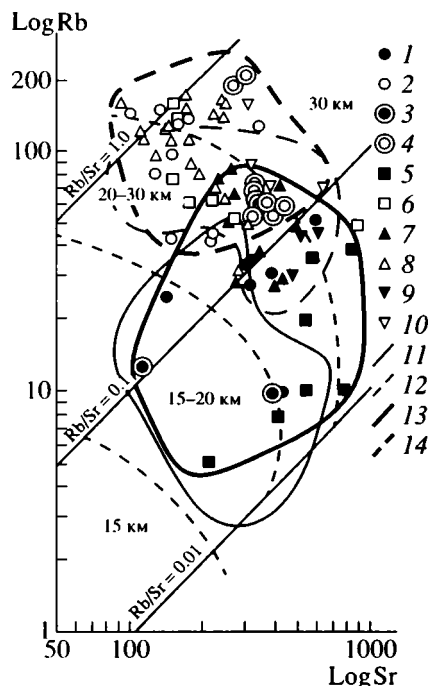


Рис. 9. Диаграмма [29] зависимости содержаний Rb и Sr в раннеархейских метабазитах и гранитоидах от мощности земной коры. Условные обозначения 1–10 соответствуют рис. 7; 11–12 – поля метабазитов интراكрустального (11) и супракрустального комплексов и мафических даек (12) [14]; 13–14 – поля низкокальциевых эндербитов (13) и эндербитов нормальной щелочности (14).

и эндербитов Суннагинского купола позволяет наметить последовательность становления комплексов протоконтинентальной коры в интервале от 3.6 до 3.3 млрд. лет.

1 – формирование базитовой протокоры в обстановке рассеянного растяжения.

2 – переработка базитовой протокоры с выплавлением низкокальциевых эндербитов, приведшая к зарождению купола и формированию эмбриональной континентальной коры в обстановке сжатия.

3 – развитие рифтогенных структур по радиальным системам разломов, внедрение мафических даек и силлов в вулканогенно-осадочную толщу супракрустального комплекса в обстановке растяжения.

4 – переработка эмбриональной континентальной коры с выплавлением эндербитов нормальной щелочности и лейкогранитов, основная фаза роста купола, деформация мафических даек и вмещающих их пород, метаморфизм, мигматизация и пластические деформации пород супракрустального комплекса в обстановке высоких давлений.

В течение первого этапа гранитообразования превалировал режим давления (сжатия), создава-

емый, вероятнее всего, восходящим термально-флюидным потоком. Формирование эмбриональной эндербит-базитовой коры и зарождение купольного поднятия скорее всего осуществлялось во фронтальной части термального потока в обстановке глубинного перемешивания и перемещения горячего и пластичного в начале базитового, а затем и эндербитового материала с вовлечением в рециклирование все более глубоких горизонтов коры. Эта обстановка всеобщей подвижности была адекватна сочетанию нескольких механизмов тектоники плит, реализующихся в условиях сжатия, или, что вероятно правильнее, была специфической для близповерхностных проявлений тектоники плюмов и не имеет прямых аналогов в тектонических режимах фанерозоя. После этапа относительной стабилизации и вулканогенно-осадочного накопления произошел подъем мантийного плюма, сопровождавшийся рифтогенезом и внедрением мафических даек и силлов. Следующий этап также был связан с мощным подъемом термально-флюидных струй, что привело к формированию эндербитов нормальной щелочности и лейкогранитов, воздыманию купола и другим сопутствующим процессам.

Такая последовательность и тектоническая эволюция этих событий в пределах одной структуры должны были привести к увеличению мощности земной коры. Эта версия соответствует флюидной модели формирования континентальной литосферы [13]. Для ее проверки была использована диаграмма Rb–Sr [31], на которой последовательный рост коры от 15–20 до 30 и более км выявляется как на примере эволюции метабазитов, так и гранитоидов (рис. 9). Сравнение полученных результатов с положением фигуративных точек раннеархейских гранитоидов других регионов на этой же диаграмме подтверждает вывод о повсеместном характере процесса вертикального роста мощности архейской континентальной коры. При этом следует отметить, что данные для сравнительной характеристики древнейших гранитоидов, приведенные на этой и других диаграммах, обычно относятся к структурам купольного или подбному ему типам [4, 5, 10, 30, 44].

Выше приводились сравнительные характеристики древнейших образований Алданского и Анабарского щитов, показывающие принципиальное их сходство по основным петрогеохимическим параметрам. В отличие от Алданского щита, на Анабарском щите формирование эндербитовых куполов завершилось в условиях пластических сдвигов, что привело к образованию не только относительно узких выклинивающихся валоподобных структур, но и к их трансформации в почти линейные формы [4, 5]. Оба щита Сибирской платформы относятся к разным нуклеарам [4]. Поэтому, если принять к сведению различный изотопный возраст эндербитов на разных щитах,

равно как и данные о различной степени частичного плавления исходного базитового субстрата, то можно прийти к выводу об асинхронности процессов архейского корообразования и о неравномерности интенсивности тепловых потоков для разных сиалических ядер, что неоднократно подчеркивалось и ранее [4, 8, 17].

Несомненно, подобная картина тектонической эволюции протоконтинентальной коры лучше всего соответствует модели ранней тектоники плюмов (до зеленокаменных поясов), в которой может предполагаться и начало латерального взаимодействия не только смежных эндебитовых куполов с соответствующей их деформацией (как это наблюдается на Анабарском щите), но и сопредельных сиалических ядер (нуклеаров) при ведущей роли вертикального наращивания мощности континентальной литосферы.

Анализ внутреннего строения нуклеаров, особенно тех их частей, которые не подверглись существенной структурной перестройке в процессах позднеархейского и раннепротерозойского термотектогенеза, свидетельствует о многокупольном строении сиалических ядер. Поэтому возникает вопрос: отвечает ли каждый купол своему мантийному плюму, или, напротив, не осуществляется ли формирование нуклеара под воздействием одного крупного мантийного плюма, разбивающегося в своей головной части на множество флюидно-мантийных струй или ячей? В последнем случае эндебитовые купола можно считать следами этих струй. Второй вариант многоячейковой конвекции в голове крупных плюмов кажется более привлекательным, т.к. он объясняет формирование нуклеаров как единых структур, обладающих сложным многокупольным строением. Вместе с тем, процессы раннеархейского корообразования, осуществлявшиеся преимущественно в пределах приэкваториального горячего пояса ранней Земли [8], видимо не были строго синхронными и одинаковыми по интенсивности, что по всей вероятности послужило причиной известных различий в строении отдельных нуклеаров [4]. Представляется, однако, что последовательность и направленность хода тектонической эволюции протоконтинентальной коры во всех нуклеарах остается близкой, что позволяет рассматривать их как прямые производные плюм-тектоники раннего докембрия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоника плюмов, как самостоятельная научная концепция, дополняет и развивает представления о геологическом развитии Земли; хотя отнюдь не является альтернативной тектонике литосферных плит [3]. Необходимо отметить, что идеи близкие к тектонике плюмов, задолго до современных построений, развивались многими

отечественными учеными: В.И. Поповым [18] и Г.Л. Поспеловым [19], выступившими с гипотезами о ядрах роста материков и о древних ячеистых структурах, очаговых геодинамических системах; Л.И. Салопом [21], описавшим модель формирования гнейсовых овалов; Ф.А. Летниковым [13], доказавшим ведущую геохимическую и геодинамическую роль глубинных флюидных потоков в формировании гранитогнейсовой земной коры; Е.В. Павловским [17], многочисленные работы которого, посвященные ранним стадиям развития Земли, послужили основой нуклеарной концепции развития фундаментов древних платформ [4].

Если говорить о месте и роли тектоники плюмов в геологической эволюции земной коры, то, по всей видимости, на самых ранних этапах истории Земли, в процессе созидания континентальной литосферы, механизмы плюм-тектоники были ведущими. В конце раннего протерозоя, когда мощные тепловые потоки в условиях экранирующего влияния сиалической оболочки, вызвали распад докембрийского суперконтинента, начали в полную силу работать механизмы глобальной тектоники плит. С этого времени тектоника плюмов трансформировалась в тектонику горячих полей и точек [9], определяя эволюцию многочисленных проявлений внутриплитного магматизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикина Е.В., Белов А.Н., Грачева Т.В. и др. Метаморфическая история раннеархейских пород Анабарского щита // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С. 139–153.
2. Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С. "Серые гнейсы" и проблема направленности в развитии континентальной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 8–22.
3. Власов Г.М. О вероятном направлении дальнейшего развития геотектоники // Тихоокеанская геология. 1993. № 6. С. 136–147.
4. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука, 1990. 215 с.
5. Глуховский М.З., Моралев В.М., Щербакова И.П. Архейское гранитообразование и структурная эволюция континентальной коры // Изв. ВУЗ. Геол. и разведка. 1989. № 7. С. 3–14.
6. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоническая эволюция архейского гранитообразования // Геотектоника. 1991. № 4. С. 10–23.
7. Глуховский М.З., Моралев В.М., Петрова З.И. Геохимические особенности и тектоническая природа архейских метабазитов Суннагинского купола Алданского щита // Докл. АН. 1992. Т. 324. № 3. С. 626–632.
8. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.

9. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Глубинная геодинамика Земли // Геология и Геофизика. 1993. № 4. С. 3–12.
10. *Каменев Е.Н.* Основные черты геологии и эволюции Антарктического щита в докембрии // Диссерт. на соиск. уч. ст. д. г.-м. н. Л.: Из-ние ИГиГД АН СССР. 1991. 56 с.
11. *Кепежинская П.К., Ефремова Л.Б., Сорокина Н.А.* Редкоземельные элементы в раннеостроводужных плутонических комплексах // Геохимия. 1991. № 4. С. 548–556.
12. *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Морозова И.М. и др.* Раннепротерозойские граниты северо-западной части Алданской гранулитогнейсовой области: U–Pb и Sm–Nd данные // Геология и Геофизика. 1993. № 2. С. 15–21.
13. *Летников Ф.А.* К проблеме создания флюидной модели формирования континентальной литосферы // Земная кора и верхняя мантия Вост. Сибири. Иркутск: из-во ИЗК СО АН, 1987. С. 24–35.
14. *Моралев В.М., Глуховский М.З.* Проблемы тектоники плит в раннем докембрии на примере Сибирской платформы // Геологическая история территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. С. 25–32.
15. *Моралев В.М., Глуховский М.З., Петрова З.И., Банковская Э.В.* Изотопное датирование метабазитов архея Алданского щита Rb–Sr методом и проблема раннепротерозойского термотектогенеза // Геология и геофизика. 1991. № 2. С. 53–58.
16. *Морозова И.М., Другова Г.М., Богомолова Е.С. и др.* Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского района // Изотопная геология и геохронология. Л.: Наука, 1990. С. 7–22.
17. *Павловский Е.В.* Строение и развитие земной коры материков // Геотектоника. 1975. № 6. С. 3–14.
18. *Попов В.И.* Ядра роста материков и развитие земной коры // Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964. С. 139–153.
19. *Поспелов Г.Л.* Некоторые вопросы эндогенной геодинамики. Новосибирск: Наука, 1971. С. 20–60.
20. *Равич М.Г., Каменев Е.Н.* Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 658 с.
21. *Салон Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
22. *Спиридонов В.Г., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В.* Sm–Nd – возраст и геохимия гранулитов центральной части Анабарского щита // Геохимия. 1993. № 10. С. 1412–1427.
23. *Хаин В.Е.* Два главных направления в современных науках о Земле: ранняя история Земли и глубинная геодинамика // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1993. № 6. С. 12–25.
24. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 190 с.
25. *Чупин В.П., Чупин С.В., Поспелова Л.Н. и др.* Расплавные включения в цирконе из архейских гнейсов, как показатель природы протолитов и состава древнейших магм // Докл. АН. 1994. Т. 338. № 6. С. 806–810.
26. *Arth V.G.* Some trace elements in trondhjemites – their implication to magma genesis and paleotectonic setting // Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, 1979. P. 123–132.
27. *Barker F.* Trondhjemite: definition, environment and hypotheses. // Trondhjemites, definition, environment and hypotheses. // Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, 1979. P. 1–12.
28. *Black L.P., Williams I.S., Compston W.* Four zircon ages from one rocks: the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica // Contr. Mineral. and Petrol. 1986. Vol. 94. № 3. P. 427–437.
29. *Chappel B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite type // Pacific Geol. № 8. P. 173–174.
30. *Collerson L.D., Bridgwater D.* Metamorphic development of Early Archaean tonalitic and trondhjemitic gneisses: Saglek Area, Labrador // Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, 1979. P. 205–273.
31. *Condie K.C.* Archean magmatism and Crustal thickening // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. Vol. 84. № 9. P. 2981–2992.
32. *Condie K.C.* Archean Greenstone Belts. Elsevier, Amsterdam, 1981. 484 p.
33. *Condie K.C., Crow C.* Early precambrian within – plate basalts from the Kaapvaal craton in Southern Africa: a case for crustally contaminated komatiites // Geol. 1990. Vol. 98. P. 100–107.
34. *Gill R.C.O., Bridgwater D.* Early Archaean Basic Magmatism in West Greenland: The Geochemistry of the Ameralic Dykes // J. of Petrol. 1979. Vol. 20. Part 4. P. 695–726.
35. *Glikson A.Y.* Early Precambrian Tonalite-Trondhjemite Sialic Nuclei // Earth science Reviews. 1979. № 19. P. 1–73.
36. *Glukhovskiy M.Z., Moralev V.M.* Archean Metabasites of the Sunnagin Dome, Aldan Shield: Petrochemistry and Origin // International Geology Rev.: Vol. 35. № 8. P. 739–757.
37. *Gray C.M.* The geochemistry of central Australian granulite in relation to the chemical and isotopic effects of granulite facies metamorphism // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 5. № 1. P. 79–89.
38. *Harris M.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.* Geochemical characteristics of collision zone magmatism // Collision Tectonic. Geol. Soc. Sp. Publ. 1986. № 19. P. 67–81.
39. *Hill R.J., Campbell J.H.* A Mantle Plume Model for the Development of a Late Archaean Greenstone Belt. Yilgarn Block, Western Australia // 29 Sec. IGC. Abstracts. 1992. Vol. 1. 59 p.
40. *Kröner A., Layer P.W.* Crust formation and plate motion in the Early Archean // Science. 1992. Vol. 256. № 5062. P. 1405–1411.
41. *Lambert R.St.J., Holland J.G.* Amitsoq gneiss geochemistry: preliminary observation // The Early History of the Earth. Wiley. New York. 1976. P. 191–202.
42. *Melnikov A.I., Lepin V.S., Solodyankina V.N. et al.* On most ancient geologic events on the Anabar Shield //

- 4th Working Meet. Isotopes in Nature. Leipzig. Sept. 1986. Proceedings. P. 463–471.
43. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅ a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. letters. 1983. Vol. 62. № 1. P. 53–62.
44. Nutman A.P., Bridgwater D. Early Archaean Amitsoq Tonalites and Granites of the Isukasia area, Southern West Greenland: development of the oldest-known sial // Contrib. Mineral. and Petrol. 1986. Vol. 94. № 3. P. 137–148.
45. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadagaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // Precamb. Res., 1992. Vol. 54. № 2–4. P. 195–210.
46. O'Connor J.I. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1965. № 525B. P. 79–84.
47. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis // Earth and Planet. Sci. letters. 1973. Vol. 19. № 3. P. 290–300.
48. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagram for Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrology. 1984. V. 25. P. 4. P. 956–983.
49. Tarney J., Weaver B.J., Drury S.A. Geochemistry of Archaean trondhjemites and tonalites from Scotland and East Greenland // Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam. 1979. P. 275–299.
50. Teylor S.R., McLennan S.M. The continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford. 1985. 312 p.
51. Wever H.E., Storey B.C., Leat P. Peraluminous granites in NE Palmer Land Antarctic Peninsula: early Mesozoic crustal melting in amagmatic arc // Geol. Soc. London. 1985. V. 152. Part. 1. P. 85–96.

Рецензент: В.И. Коваленко

Early Precambrian Plume Tectonics: Evidence from the Sunnagin Enderbite Dome, Aldan Shield

M. Z. Glukhovskii and V. M. Moralev

Within the Sunnagin dome, Aldan Shield, two generations of the Early Precambrian metabasites and three generations of the granitoids (low-potassium enderbites, normal alkalinity enderbites, and leucocratic granites) were recognized. The geochemical features of these rocks indicate that a basite protocrust was transformed to a protocontinental crust, and that the crust thickness increased from 15–20 km to 30–35 km in the period from more than 3.6 to 3.3 Ga. The tectonic evolution of the dome is treated as alternation of compression and extension within the single structure. This evolutionary model appears to best fit the plume tectonics theory. In the earliest stages of the earth's history, the processes of plume tectonics played the main role in the formation of the continental lithosphere.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 1996 г.

| | | |
|--|---|-------|
| <i>Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогов О., Томурхуу Д.</i> Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана | 4 | 25–42 |
| <i>Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К.</i> Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) | 4 | 58–76 |
| <i>Архипов Ю.В., Высоцкий К.А., Калинин А.Т.</i> О деформациях платформенного чехла Волго-Уральской области | 5 | 55–65 |
| <i>Бахтеев М.К., Ганнум И., Гурарий Г.З., Шипунов С.В.</i> Палеомагнетизм аллохтонных комплексов Северо-Западной Сирии | 2 | 66–73 |
| <i>Беккер Я.А.</i> Тектоника Афгано-Таджикской впадины | 1 | 76–82 |
| <i>Бонатти Энрико.</i> Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет | 6 | 5–16 |
| <i>Буш В.А., Гатинский Ю.Г., Елизарьев Ю.З., Иванов Г.М., Козлов В.В., Ларцев В.С., Сулиди-Кондратьев Е.Д.</i> Новые данные по тектонике Индосинийского массива и его обрамления | 1 | 83–96 |
| <i>Вревский А.Б., Рыбаков С.И., Ефимов М.М., Сринивасан Р., Рао Б., Наха К.</i> Сравнительный анализ геологического строения и развития зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов | 5 | 43–54 |
| <i>Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И.</i> Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы | 6 | 58–67 |
| <i>Геншафт Ю.С.</i> Внутренние факторы тектонической мобильности литосферы платформ | 4 | 13–24 |
| <i>Глебовицкий В.А.</i> Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии | 5 | 27–42 |
| <i>Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б.</i> Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны | 1 | 63–75 |
| <i>Глуховский М.З., Моралев В.М.</i> Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского Эндербитового купола (Алданский щит) | 6 | 81–93 |
| <i>Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.</i> Геологический разрез через Южный Урал | 3 | 13–24 |
| <i>Карякин Ю.В., Трифонов В.Г.</i> Совещание “Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов” | 4 | 89–92 |
| <i>Коваленко Д.В.</i> Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) | 3 | 82–96 |
| <i>Коган Л.И., Москаленко В.Н., Пилипенко А.И.</i> Строение и деформации земной коры поднятия Афанасия Никитина в Индийском океане (по сейсмическим данным) | 2 | 54–65 |
| <i>Кропоткин П.Н.</i> Тектонические напряжения в земной коре | 2 | 3–15 |
| <i>Куренков С.А.</i> Геодинамическая конвергенция палеоспрединга | 1 | 12–21 |

| | | |
|--|---|-------|
| <i>Леонов М.Г.</i> Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое | 3 | 36–53 |
| <i>Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.</i> О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного Прионежья (Балтийский щит) | 1 | 22–32 |
| <i>Летников Ф.А., Савельева В.Б., Гореванов Д.Е., Халилов В.А.</i> Метаморфизм и метасоматоз в зонах глубинных разломов континентальной литосферы | 5 | 15–26 |
| <i>Меланхолина Е.Н.</i> Соотношение поверхностной и глубинной структуры северо-запада Тихого океана | 3 | 67–81 |
| <i>Милановский Е.Е.</i> Новейшая фаза глобальной активизации процессов расширения Земли | 3 | 3–12 |
| <i>Милановский Е.Е.</i> О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое | 1 | 3–11 |
| <i>Николаев Н.И.</i> Неотектоника и современная геодинамика на рубеже столетий | 4 | 79–88 |
| <i>Оксман В.С., Куренков С.А.</i> Мунилканский офиолитовый комплекс хребта Черского (Северо-Восток Азии) | 6 | 44–57 |
| <i>Пилипенко А.И.</i> Разломные структуры района хребта 90° (Индийский океан) | 6 | 17–29 |
| <i>Пучков В.Н.</i> Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале | 2 | 16–33 |
| <i>Пучков В.Н.</i> Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов | 5 | 66–75 |
| <i>Пуцаровский Ю.М.</i> Поиск в тектонике продолжается | 6 | 43 |
| <i>Пуцаровский Ю.М.</i> Сравнительная тектоника Атлантического и Индийского океанов | 5 | 3–14 |
| <i>Разницын Ю.Н.</i> Два семинара по нелинейной геодинамике | 2 | 93–96 |
| <i>Рогожин Е.А.</i> Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. на Сахалине | 2 | 45–53 |
| <i>Рогожин Е.А.</i> Шикотанское землетрясение 1994 г.: тектоническая позиция, геодинамические условия | 1 | 33–46 |
| <i>Ромашов А.Н., Цыганков С.С.</i> В поисках обобщающей геотектонической концепции | 4 | 3–12 |
| <i>Савельев А.А.</i> Структура и условия образования офиолитовых ультрабазит-базитовых ассоциаций Урала | 3 | 25–35 |
| <i>Соборнов К.О.</i> Структурная сегментация Восточно-Кавказского пояса надвигов | 5 | 76–88 |
| <i>Соколов С.Д., Бялобжеский С.Р.</i> Террейны Корякского нагорья | 6 | 68–80 |
| <i>Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Батанова В.Г., Голозубов В.В., Лучицкая М.В., Алексютин М.В.</i> Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже | 1 | 47–62 |
| <i>Суворов А.И.</i> К проблеме разломообразования в литосфере (о трех книгах С.И. Шермана и соавторов) | 2 | 90–92 |
| <i>Третьяков Ф.Ф.</i> Складчатые структуры южной части Селенняхского хребта (Восточная Якутия) | 4 | 43–57 |
| <i>Филатова Н.И.</i> Эволюция активных континентальных окраин в раннем и среднем мелу | 2 | 74–89 |
| <i>Хаин В.Е.</i> Геотектоника на новом переломе своего развития | 6 | 38–42 |
| <i>Хераскова Т.Н., Гаврилова Е.В.</i> Тектоника и седиментология верхнерифейско-кембрийских карбонатных отложений Батеневского кряжа (Кузнецкий Ала-Тау) | 3 | 54–66 |

| | | |
|---|---|-------|
| <i>Шолто В.Н.</i> Размышления о нелинейной геодинамике | 6 | 29–37 |
| <i>Щербаков С.А.</i> Два типа габбро-ультрабазитовых массивов Юго-Восточной Тувы и их структурная позиция | 2 | 34–44 |
| | | |
| Николай Иванович Николаев (к 90-летию со дня рождения) | 4 | 77 |
| Александр Леонидович Яншин (к 85-летию со дня рождения) | 4 | 93 |
| Петр Николаевич Кропоткин (1910–1996) | 4 | 95 |
| Юбилей В.И. Коваленко (60 лет) | 5 | 89 |
| Чермену Бейбулатовичу Борукаеву 60 лет | 5 | 92 |
| Кирилл Борисович Сеславинский (1941–1996) | 5 | 94 |
| К восьмидесятилетию Ю.М. Пушаровского | 6 | 3–4 |

Сдано в набор 01.08.96 г.

Подписано к печати 01.10.96 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 6.4 тыс.

Уч.-изд. л. 12.2

Бум. л. 6.0

Тираж 515 экз.

Зак. 664

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПОЧТОВОЙ СВЯЗИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

О Б Ъ Е Д И Н Е Н Н Ы Й
КАТАЛОГ '97
российские и зарубежные
газеты, журналы, книги, учебники

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по объединенному Каталогу Федерального управления почтовой связи ("ФУПС"). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе "АПР"

Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить и непосредственно в редакции журнала с любого очередного номера. Это избавит Вас от значительной части расходов: цены редакционной подписки существенно ниже! К тому же вышедший номер Вы сможете получить в редакции сразу после выхода его из печати.

Пользуйтесь предоставленной Вам возможностью льготной подписки!

АФР

Агентство Почтосвязи и Модернизации

**АРГУМЕНТЫ
И ФАКТЫ**

АРПИ

Агентство по распространению
печати издательства "Известия"

УГОДИЕ

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет одновременно
на русском и английском языках**

Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биология моря
Биоорганическая химия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал общей химии
Журнал органической химии
Журнал прикладной химии
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Неорганические материалы
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics-Doklady
Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry

Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Biology Bulletin
Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет только
на английском языке**

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis