

К. Э. Веккерев

ISSN 0016-853X

Номер 1

Январь - Февраль 2003



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 2003 Январь–Февраль

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

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь), А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо

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

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary), 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, V.M. Moralyev, A.A. Mossakovsky (Coeditor), A.S. Perfilyev, S.V. Ruzhentsev, V.N. Sholpo

“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; факс: 951-04-43

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

Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерперодика”

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2003

| | |
|---|----|
| Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) <i>С. Д. Соколов</i> | 3 |
| Тектоника ранних киммерид Южного Памира <i>Б. Р. Пашков, В. И. Буданов</i> | 19 |
| Складчатые деформации предорогенного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня <i>А. В. Миколайчук, М. В. Губренко, Л. М. Богомолов</i> | 36 |
| Флюидогеодинамическая модель литосферы Южного Каспия <i>М. В. Родкин</i> | 43 |
| Кайнозойский магматизм Корейско-Японского региона и геодинамические обстановки его проявления <i>Н. И. Филатова, П. И. Федоров</i> | 54 |

Рецензии

| | |
|---|----|
| Новый шаг в изучении фундаментальных проблем общей тектоники <i>С. А. Куренков</i> | 78 |
| “Геодинамика палеоспрединга” <i>С. А. Куренков, А. Н. Диденко, В. А. Симонов</i> | 80 |

Contents

No. 1, 2003

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

| | |
|--|----|
| Accretionary Tectonics: The State of the Art <i>S. D. Sokolov</i> | 3 |
| The Tectonics of the Early Cimmerids in the Southern Pamirs <i>B. R. Pashkov and V. I. Budanov</i> | 19 |
| Fold Deformations of the Preorogenic Peneplain in the Recent Structure of the Central Tien Shan <i>A. V. Mikolaichuk, M. V. Gubrenko, and L. M. Bogomolov</i> | 36 |
| Fluid-Geodynamic Model of the South Caspian Lithosphere <i>M. V. Rodkin</i> | 43 |
| Cenozoic Magmatism in the Korean-Japanese Region and Its Geodynamic Setting <i>N. I. Filatova and P. I. Fedorov</i> | 54 |

Book Reviews

| | |
|---|----|
| A New Step in the Study of the Fundamental Problems of General Tectonics <i>S. A. Kurenkov</i> | 78 |
| Paleospreading Geodynamics <i>S. A. Kurenkov, A. N. Didenko, and V. A. Simonov</i> | 80 |

АККРЕЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА (СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ)

© 2003 г. С. Д. Соколов

Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Поступила в редакцию 12.09.2002 г.

В статье рассматриваются вопросы терминологии, базовые положения и основные достижения аккреционной тектоники. Особое внимание уделяется теоретическим построениям различных научных школ: концепции тектонической расслоенности литосферы, коллажа террейнов, представлениям о вертикальной и латеральной, а также о периокеанической и межконтинентальной аккреции. Обсуждаются вопросы дискретности аккреции и континентального роста, а также глобальности геологических событий в эпохи тектонических бифуркаций.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важных направлений геотектоники конца XX века и в настоящее время является аккреционная тектоника. В статье рассматриваются базовые положения этого ведущего направления в изучении становления и эволюции активных континентальных окраин, основные достижения, современное состояние, дискуссионные вопросы и перспективы дальнейших исследований. Многие аспекты тектоники активных окраин до сих пор не получили окончательного решения, что, с одной стороны, обусловлено неполнотой наших знаний о глубинных геодинамических процессах, происходящих на границах плит, а с другой – существованием различных научных школ, приведших к появлению терминологических и смысловых расхождений в трактовке отдельных блоков аккреционных моделей. В связи с этим в статье уделяется внимание теоретическим разработкам, полученным в рамках различных научных школ. В нашей стране они, в первую очередь, связаны с концепцией тектонической расслоенности литосферы [23, 26, 38]. Среди зарубежных школ наиболее полно вопросы аккреционной тектоники рассматриваются в концепции коллажа террейнов.

Трудно сказать, когда появился сам термин аккреционная тектоника. В “Толковом словаре английских геологических терминов”, опубликованном в 1972 г.¹, и в отечественном “Геологическом словаре” (1973 г.)² этого термина нет. В русском переводе, опубликованном в 1977 г. [39], говорится о том, что теория континентальной аккреции (разрастания континентов) была создана Дж.Д. Дэна в конце XIX века. Согласно этой концепции, “континенты растут за счет океанических бассей-

нов путем постепенного нарастания нового континентального материала вокруг первичного ядра” [39, с. 324)]. Действительно, обрастание платформ складчатыми поясами является одним из законов геосинклинальной теории.

Термин аккреционная тектоника не имеет строго определения и допускает разные толкования, что связано с отсутствием структурированности геологической терминологии. Согласно Ю.М. Пушаровскому, под тектонической аккрецией следует понимать “приращение массы какой-либо геосферы, либо планеты в целом” [21, с. 5]. В “Геологическом словаре”³ структурное значение аккреции (синоним тектоническая аккреция) трактуется как добавление материала островных дуг или микроконтинентов к континенту на конвергентных или трансформных границах плит посредством коллизии или слипания (welding).

В зависимости от состава земной коры различаются два типа: океаническая и континентальная аккреция. В первом случае речь идет о формировании океанической литосферы. На заре тектоники плит под аккрецией подразумевался именно процесс образования новой коры на дивергентных (конструктивных) границах посредством спрединга. Термины *accreting plate boundary*, *divergent plate boundary* и *constructive plate margin* считаются синонимами (см. ³).

В последние годы существенное внимание уделяется плюмовому механизму подачи большого количества магматических масс, обеспечивающих увеличение мощности океанической литосферы. Ярким примером могут служить океанический внутриплитный магматизм Гавайской горячей точки, Исландии, плато Онтонг-Джава и др.

¹ Glossary of Geology. Washington: American Geological Institute, 1972. 683 с.

² Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 486 с.; Т. 2. 456 с.

³ Glossary of Geology, Third Edition. Washington: American Geological Institute, 1987. 735 с.



Рис. 1. Строение аккреционной призмы, по [51]

Буквами А, В, С, D, Е показаны различные тектоно-стратиграфические единицы

Континентальная аккреция обеспечивает формирование литосферы континентов во всем многообразии проявлений тектонических, магматических, метаморфических и осадочных процессов. При этом важную роль играют процессы, происходящие на активных окраинах. Аккреционная тектоника в зонах перехода континент-океан занимается изучением структур и процессов, обеспечивающих формирование, становление и эволюцию континентальной коры. В этом плане она является частью более общего понятия континентальной аккреции, которая, помимо структур и процессов, локализованных на активных окраинах, включает также в рассмотрение интраконтинентальные структуры, образованные внутриплитными деформациями, плюмовым магматизмом и другие. Структурно-вещественные аспекты наращивания консолидированной коры платформенных областей рассматриваются в работе [14].

В историческом аспекте сложилось два толкования аккреционной тектоники. Узкое значение подразумевает формирование аккреционных призм. В широком смысле аккреция понимается как рост или наращивание, и в этом значении она (аккреционная тектоника) является синонимом понятия континентальный рост (*continental growth*). Предполагается, что коллизия, субдукция, обдукция и образование аккреционных призм являются составными частями, обеспечивающими общий рост (аккрецию) континентов. Естественно, что все эти тектонические механизмы перемещения масс рассматриваются во всей совокупности сопровождающих их структурных, магматических, метаморфических и осадочных процессов. При таком подходе нет необходимости противопоставлять аккрецию и коллизию, что часто является предметом бурных споров в геологической аудитории, поскольку коллизия, так же, как и формирование аккреционных призм, является лишь одним из многочисленных механизмов, приводящих

к росту континентальных окраин или образованию суперконтинентов (Родиния, Гондвана и др.).

В статье под тектонической аккрецией подразумевается наращивание континентальных и океанических структур (неоднородностей) тектоносферы в результате структурных и вещественных преобразований.

АККРЕЦИОННЫЕ ПРИЗМЫ

Строение и особенности формирования как древних, так и современных аккреционных призм хорошо изучены, и на эту тему в зарубежной литературе опубликовано большое количество работ. Наиболее детально описано строение современных призм Барабодос, Каскадия, Алеутская, Нанкай, Макран, а среди древних – Францисканский комплекс, призма о-ва Кадьяк и др. Разрез типовой аккреционной призмы показан на рис. 1 [51].

Аккреционные призмы состоят, как правило, из когерентных ненарушенных турбидитов, терригенных меланжей, фрагментов океанической коры и олистостромов. Количественное сочетание этих элементов различается не только в разных призмах, но и по простиранию конвергентной границы. Отсутствие в современных призмах фрагментов океанической коры нередко является поводом для обсуждения различий в строении древних и молодых призм и даже эволюции самого процесса их образования. По мнению автора статьи, эти различия, в первую очередь, обусловлены тем, что в палеопризмах наблюдаемым доступны глубокие уровни, вплоть до структур подслаивания (*underplating*). Кроме того, в результате эксгумации и последующих деформаций в верхние горизонты выводятся серпентинитовые меланжи с разнообразными блоками, в том числе гранатовых амфиболитов и эклогитов, а также пластины субдуцированной океанической коры.

В покровно-складчатых структурах континентальных окраин геолог, как правило, имеет дело с сильно деформированными фрагментами древних

аккреционных призм, тектонически совмещенными или даже перемешанными с комплексами океанического ряда (краевое море, океан), желобов, преддуговых частей и др. В случае причленения к континентальной окраине энсиматических островных дуг или чужеродных террейнов возникают еще более гетерогенные структуры. Такие сложно построенные образования, включающие различные в геодинамическом отношении комплексы или террейны, предлагалось называть **аккреционными структурами** [27]. Фрагменты аккреционных призм являются лишь одной из составных частей таких сложных покровно-складчатых структур. При геодинамическом анализе важно знать и уметь определять различия между аккреционными структурами и аккреционными призмами. В противном случае при палеотектонических реконструкциях могут возникать ошибки при интерпретации геодинамических обстановок. В одном случае в составе сложных покровно-складчатых структур континентальных окраин пропускаются фрагменты древних аккреционных призм, а в другом – к аккреционным призмам относятся структуры, которые в тектонической истории характеризовались иными или более разнообразными режимами, например, тектонической (субдукционной) эрозией, коллизией энсиматических островных дуг и пр. Первая тенденция заметна в работах отечественных геологов, а вторая – американских.

На рис. 2 в качестве примера показано строение древней аккреционной призмы (мыс Поворотный, п-ов Тайгонос). Здесь развит разнообразный комплекс пород, включающий серпентинитовые и терригенные меланжи, вулканогенно-терригенные образования островодужного типа, базальт-кремнистые ассоциации океанического генезиса, а также терригенные отложения с турбидитами и олистостромами. Отложения аккреционной призмы перекрываются вулканомиктовыми и туфогенными турбидитами валанжининготерива (витаэтглинский комплекс).

В северной части призмы, главным образом, развиты аккрецированные фрагменты энсиматической дуги (лагерный комплекс). Они слагают систему чешуй, представленных вулканогенной, терригенной и микстивой ассоциациями. По геохимическим параметрам вулканыты, среди которых преобладают породы бонинитового ряда, соответствуют энсиматическим островным дугам [29, 31, 60].

В южной части аккреционной призмы расположены тектонические пластины, сложенные базальт-кремнистыми ассоциациями (кингиевский тип) и турбидитами. Пластины имеют сложное чешуйчатое внутреннее строение. Характерны срывы по кремнистым пачкам типа дуплекса и напряженные, часто опрокинутые складки юго-восточной вергентности. Возраст кремнистых пород

охватывает диапазон от среднего триаса до титона–берриаса [4, 9]. Геохимические особенности кремнистых пород указывают на их образование в различных частях океанического бассейна (склоны СОХ, абиссальные котловины, внутриокеанические поднятия) с последующим их перемещением и сближением с континентальной окраиной [11]. Среди базальтов выделяется три основных геохимических типа [29, 60]: 1) умеренно-высокотитанистые толеиты и ферротолеиты типа СОХ, 2) обогащенные щелочные базальты внутриокеанических построек; 3) сильно истощенные толеитовые базальты фронтальных частей островных дуг.

Центральное положение в структуре занимает Главный серпентинитовый меланж. По составу включений меланж относится к полимиктовому типу, а в распределении глыб наблюдается определенная упорядоченность. В северной части сосредоточены блоки вулканогенных и терригенных пород лагерного комплекса, которые слагают северное обрамление меланжа, а также гарцбургиты и плагиограниты. В центральной части меланжа расположен крупный массив лерцолитов и блоки метаморфитов (гранатовые амфиболиты, зеленые сланцы, метабазальты, метакремни и мраморизованные известняки) субдукционной природы.

Эти данные свидетельствуют о разнообразии и разнородности комплексов, которые образовались в разных геодинамических обстановках, и указывают как на гигантские масштабы перемещения, так и на сложную тектоническую историю, предшествовавшую процессу аккрецирования. Данный пример показывает, что в аккреционных призмах могут быть совмещены фрагменты не только разных зон океана, но и разных океанических плит. Об этом свидетельствуют аккрецированные комплексы внутриокеанических дуг и палеомагнитные данные [15, 27, 43, 45].

Важным элементом аккреционных призм являются терригенные меланжи, среди которых выделяются два типа [55]. Один из них состоит из линзовидных блоков песчаников, погруженных в чешуйчатый глинистый матрикс, а другой в терригенном матриксе содержит блоки океанического происхождения (базальты, кремни, красные глины, известняки). Особенности строения терригенных меланжей хорошо изучены и позволяют реконструировать различные части аккреционных призм, диагностические признаки которых определены в работах [49, 55 и мн. др.]. Обнаружена зависимость между явлениями подслаивания (*underplating*) и количеством осадков, заполняющих желоб [56]. Обилие осадков в желобе ограничивается их субдукцией и не вызывает подслаивания океанических пород, тогда как небольшое количество осадков приводит к наращи-

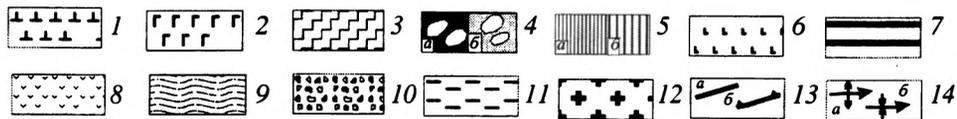
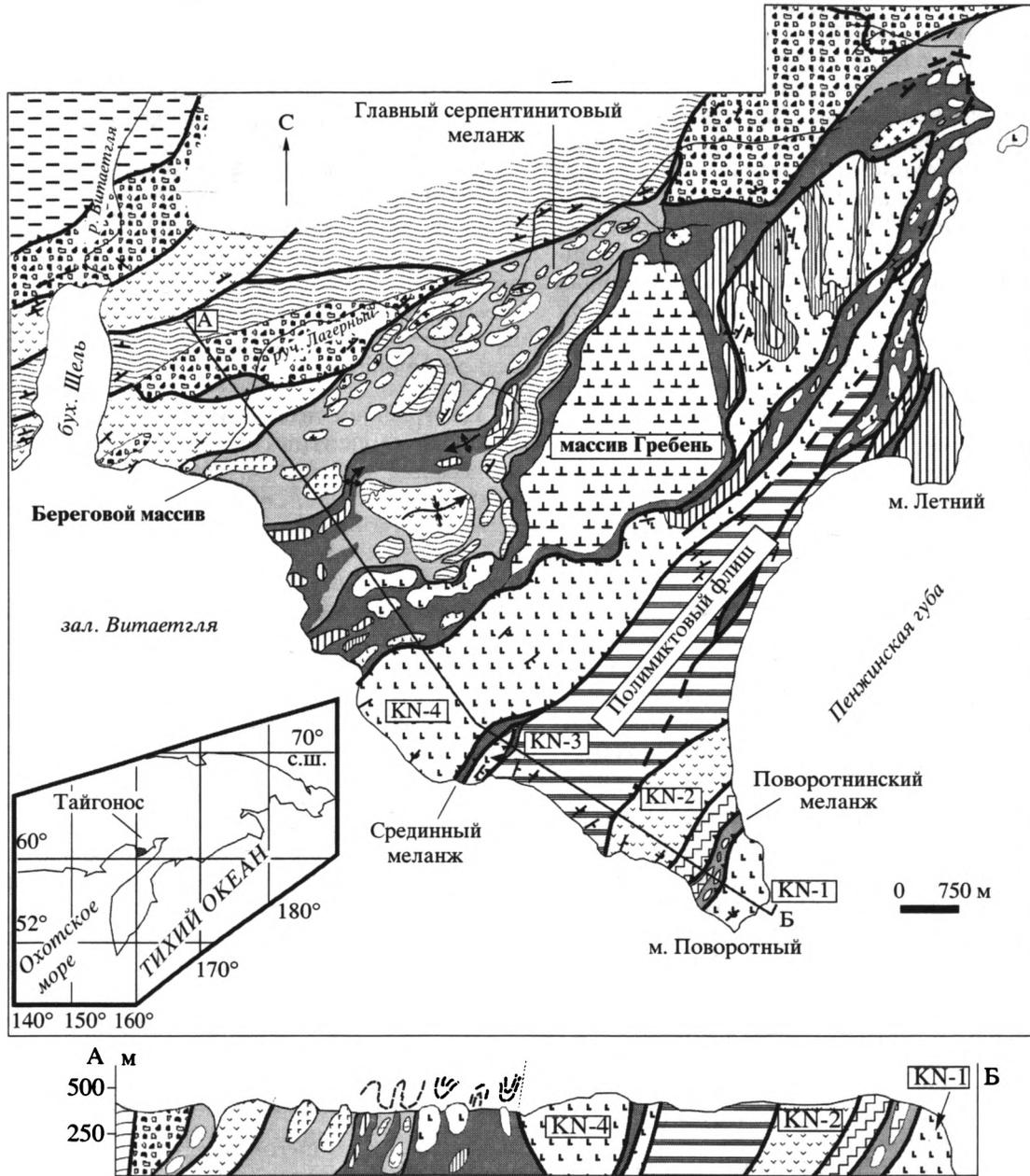


Рис. 2. Геологическая карта аккреционной призмы мыса Поворотного

1 – перцолиты; 2 – гарцбургиты; 3 – габбро; 4 – серпентинитовый меланж с матриком существенно: а – аполерцолитовым, б – аогарцбургитовым; 5 – метаморфические породы: а – зеленые сланцы, б – амфиболиты; 6 – базальт-кремнистые ассоциации кингвиевского типа; 7 – полимиктовые турбидиты; 8–10 – комплексы лагерного типа: 8 – бониниты, базальты, 9 – терригенные породы, 10 – микститы; 11 – туфогенные и вулканомиктовые турбидиты; 12 – плагиограниты; 13 – а – разломы, б – надвиги; 14 – оси складок: а – антиформы, б – синформы.

KN-пластины Кингвиеем-1, 2, 3, 4. На врезке показано положение района исследований

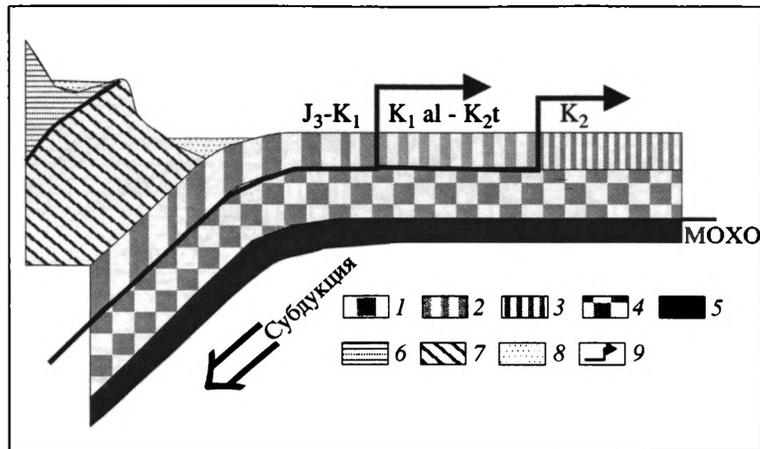


Рис. 3. Модель формирования Яранайской аккреционной призмы, по [26]

1–5 – океаническая литосфера: 1–3 – 1-ый и 2-ой океанические слои (индексами показан их возраст), 4 – 3-й океанический слой, 5 – верхняя мантия; 6–8 – комплексы континентального склона: 6 – туфо-терригенные образования, 7 – офиолиты позднего палеозоя–раннего мезозоя, 8 – терригенные осадки; 9 – основные поверхности срыва

ванию аккреционной призмы снизу океаническим материалом (осадки и фрагменты коры).

История аккреционных призм свидетельствует о неоднократном образовании и разном механизме чешуйчато-надвиговых структур. Во фронтальной части призм развиты многочисленные чешуи с вергентностью в сторону океана, получившие названия синтетических надвигов (см. рис. 1). Они сопровождаются мелкоамплитудными складками с субгоризонтальными осями, наклоненными часто параллельно границе плит (зоне субдукции), будиномом, кливажем сланцеватости. Характерны деформации слабо литифицированных осадков, глинистые диапиры. Нередко эта система нарушается секущими более молодыми надвигами (out-of-sequence thrust) с вергентностью также в сторону океана. В тыловой части призм развиты надвиги (антитетические), по которым нередко аккреционная призма оказывается надвинутой на осадки преддугового бассейна. Кроме того, при косо́й субдукции аккреционные призмы несут следы сдвиговых деформаций, которые в палеоаналогах могут затушевывать следы более ранних надвиговых деформаций.

В поясе Шиманто [53, 58] мощность аккреционной призмы поздне мелового возраста, рассчитанная по отражательной способности витринита и трековому возрасту цирконов, достигала 6.5 км, тогда как мощность турбидитов по стратиграфическим данным составляет только 500–1500 м. Это указывает как минимум на четырехкратное утолщение. Причем эта чешуйчатая структура нарушается более поздними секущими надвигами, которые образовались на 20–30 млн. лет позже призм. Возраст турбидитов по фауне соответствует кампану (83–72 млн. лет), а цирконов из матрикса терригенных меланжей, локализован-

ных вдоль плоскостей надвигов, 43.1 и 49.5 млн. лет, что соответствует времени общего поднятия структуры и формирования самих надвигов. Подобные надвиги вызывают дальнейшее утолщение аккреционной структуры.

В некоторых древних аккреционных призмах в составе тектонических пластин и чешуй встречается большое количество пород океанической базальт-яшмовой ассоциации [6, 15, 27]. Изучение таких призм позволило сделать предположение, что основная поверхность срыва проходила в основании или внутри 2-го океанического слоя (рис. 3).

ЛАТЕРАЛЬНАЯ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ

Изучение структуры и особенностей формирования активных континентальных окраин показывает, что во времени наблюдается их рост⁴, который сопровождается увеличением мощности земной коры. Оба явления происходят взаимосвязанно, но имеют разное структурное выражение. Один из них обеспечивает рост окраины континента в пространстве, а другой вызывает увеличение мощности коры. Их соответственно было предложено называть латеральной и вертикальной аккрецией [26, 27]. В первом случае наблюдаются структурные швы, протяженные системы региональных сдвигов, а во втором – разнообразные покровы, пластины, чешуи.

Важно также подчеркнуть, что при латеральной аккреции в результате сближения литопластин в пространстве в пределах новообразованного или еще формирующегося края континента возникают латеральные неоднородности разного

⁴ Процессы деструкции в данной статье не рассматриваются.

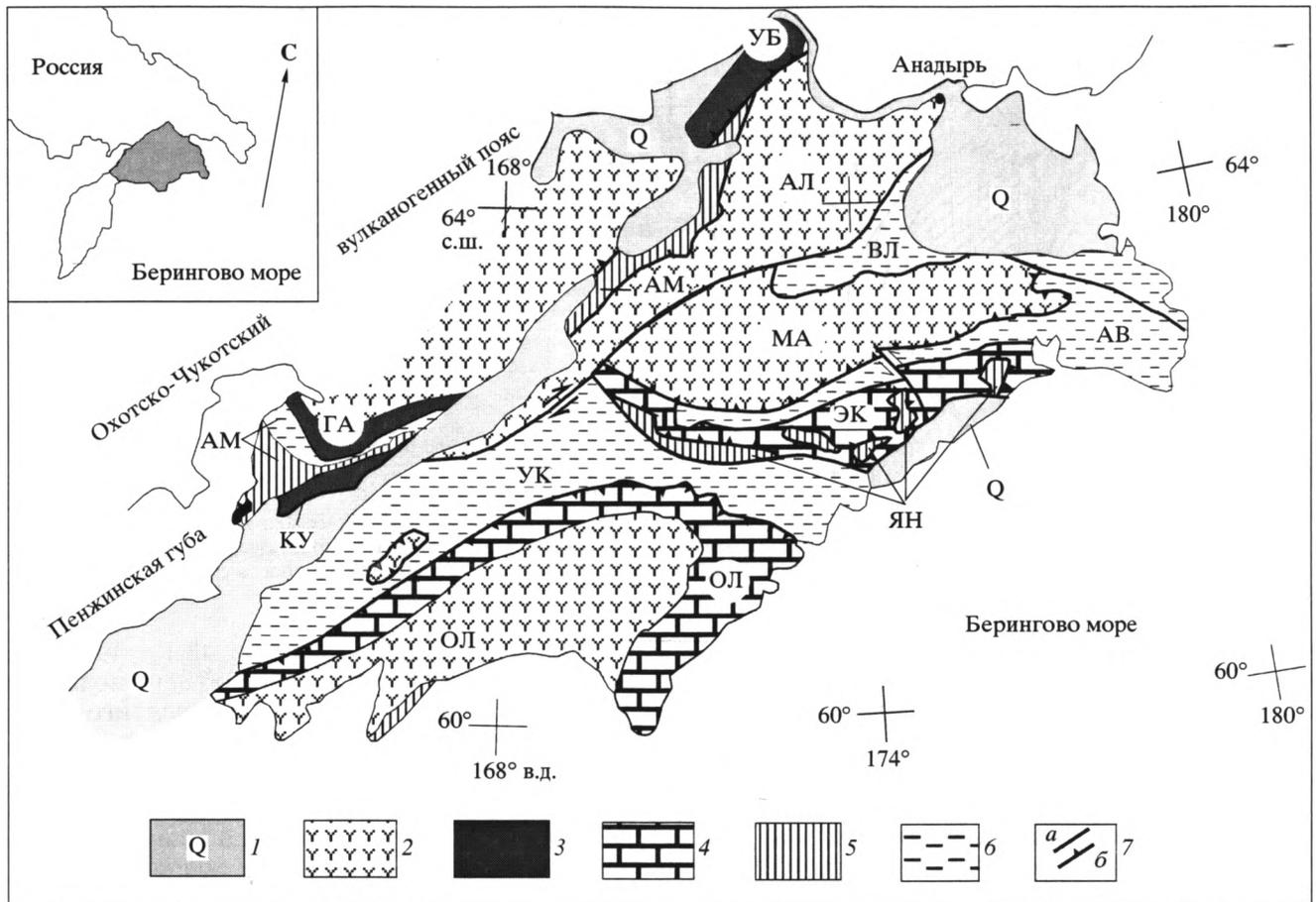


Рис. 4. Тектоническая схема Корякского нагорья

1 – палеоген-четвертичный чехол; 2–6 – террейны с преобладанием комплексов: 2 – островодужных, 3 – офиолитовых, 4 – океанических, 5 – аккреционных призм, 6 – терригенных; 7 – тектонические границы: а – сдвиги и сбросы, б – надвиги.

Буквами обозначены террейны: АВ – Алякватваамский; АЛ – Алганский; АМ – Айныноско-Майнский; ВЛ – Великореченский; ГА – Ганычаланский; КУ – Куюльский; МА – Майницкий; ОЛ – Олюторский; УБ – Усть-Бельский; УК – Укэляятский; ЭК – Эконайский; ЯН – Янранайский

порядка. Примером крупных неоднородностей второго порядка может служить система континент – краевое море – островная дуга – желоб, которая возникает и действует как открытая система [24, 28] в результате взаимодействия двух гигантских неоднородностей первого порядка – континентов и океанов [20]. Во втором случае возникают вертикальные неоднородности, совокупность которых создает достаточно неустойчивую структуру, способную к саморазвитию. Примером подобного рода явлений могут служить разного рода коллапсы аккреционных и коллизионных сооружений, характерные для постааккреционной или орогенной стадии.

На тектонической схеме Корякского нагорья (рис. 4) и на геологических профилях (рис. 5, 6) видно, как террейны, причленяясь один к другому, наращивают окраину континента по латерали в сторону Тихого океана. Выделяются два типа

тектонических границ. Для одних террейнов это надвиги и покровы (в том числе обдукционного генезиса), а для других – сутуры, которые маркируются субвертикальными зонами расланцевания, катаклаза, милонитизации, мегабудинажа и отчетливо выраженными сдвиговыми дислокациями. На профилях видна также сложная покровно-сладчатая структура, свидетельствующая о неоднократном скупивании и совмещении. Террейны также характеризуются сложной чешуйчато-надвиговой внутренней структурой.

К проявлениям вертикальной аккреции следует отнести структурированные серпентинитовые меланжи [33]. Традиционно меланжи рассматриваются как результат дезинтеграции офиолитового разреза. Однако при изучении континентальных окраин аккреционного типа был обнаружен своеобразный тип серпентинитовых меланжей, в котором на фоне общей хаотической структуры,

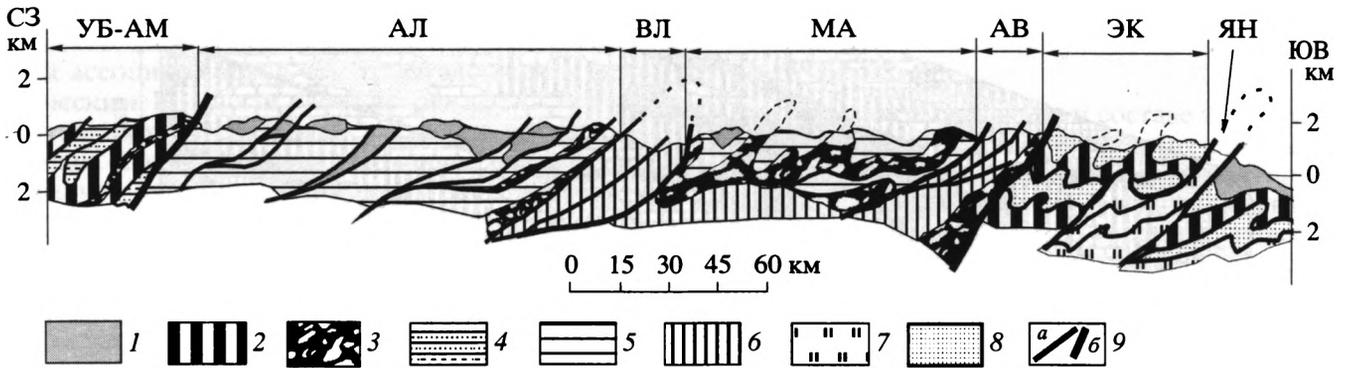


Рис. 5. Геологический профиль через северную часть Корякского нагорья

1 – постаккреционные и постамальгамационные образования нерасчлененные; 2 – офиолиты; 3 – серпентинитовый меланж с фрагментами офиолитов; 4 – терригенные отложения и известняки (палеозой–нижний мезозой); 5 – вулканогенно-кремнисто-граувакковая ассоциация (верхняя юра–нижний мел); 6 – туфо-терригенная ассоциация (верхняя юра–мел); 7 – базальт-яшмовая ассоциация; 8 – терригенные отложения (верхняя юра–мел); 9 – тектонические границы: а – надвиги, б – сuture.

Буквами обозначены террейны: УБ–АМ – Усть-Бельский и Айнынско-Майнский нерасчлененные, АЛ – Алганский, ВЛ – Великореченский, МА – Майницкий, АВ – Алякватваамский, ЭК – Эконайский, ЯН – Янранайский

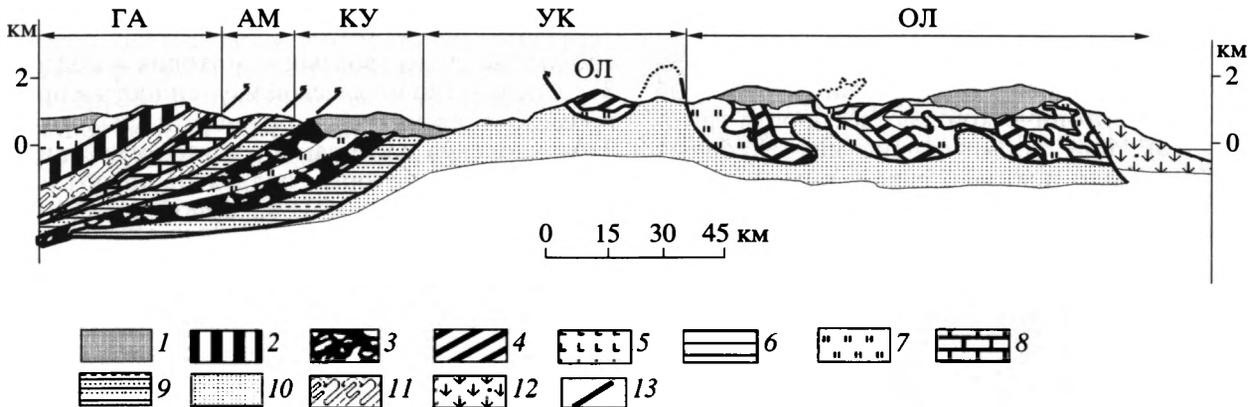


Рис. 6. Геологический профиль через южную часть Корякского нагорья

1 – постаккреционные и постамальгамационные образования нерасчлененные; 2 – офиолиты; 3 – серпентинитовый меланж с фрагментами офиолитов; 4 – зональные ультрабазит-габбровые комплексы; 5 – базальты, кремни, известняки, турбидиты (ордовик); 6–8 – комплексы: 6 – вулканогенно-осадочные островодужные, 7 – базальт-кремнистые, 8 – туфо-терригенные и известняки (верхний палеозой – нижний мезозой); 9 – турбидиты (верхняя юра–нижний мел); 10 – флиш (верхний мел–эоцен); 11 – метаморфические образования; 12 – островодужные комплексы (палеоген); 13 – тектонические границы.

Буквами обозначены террейны: АМ – Айнынско-Майнский, ГА – Ганычаланский, КУ – Куюльский, ОЛ – Олюторский, УК – Укэляятский

выраженной беспорядочным распределением глыб и блоков разной размерности, было установлено достаточно упорядоченное внутреннее строение. Эти меланжи состоят из смятых в складки пластин, сложенных блоками пород какого-либо определенного состава и образовавшихся в одной геодинамической обстановке (рис. 7). К этому типу относится упоминавшийся выше меланж аккреционной структуры м. Поворотного (см. рис. 2).

Вертикальная аккреция обеспечивает не только значительную мощность, но и весьма разнооб-

разный состав вновь формирующейся коры, что создает неоднородную и потому неустойчивую структуру, способную к дальнейшему саморазвитию [24].

Явления вертикальной аккреции отчетливо выражены в чешуйчато-надвиговых структурах аккреционных призм, в наличии и строении крупных аллохтонов обдукционного типа (Оман, Новая Гвинея, Ватынский покров Корякского нагорья и др.) и в коллизионных орогенах Альп, Гималаев, хр. Брукс (Аляска), хр. Черского (Якутия) и др.

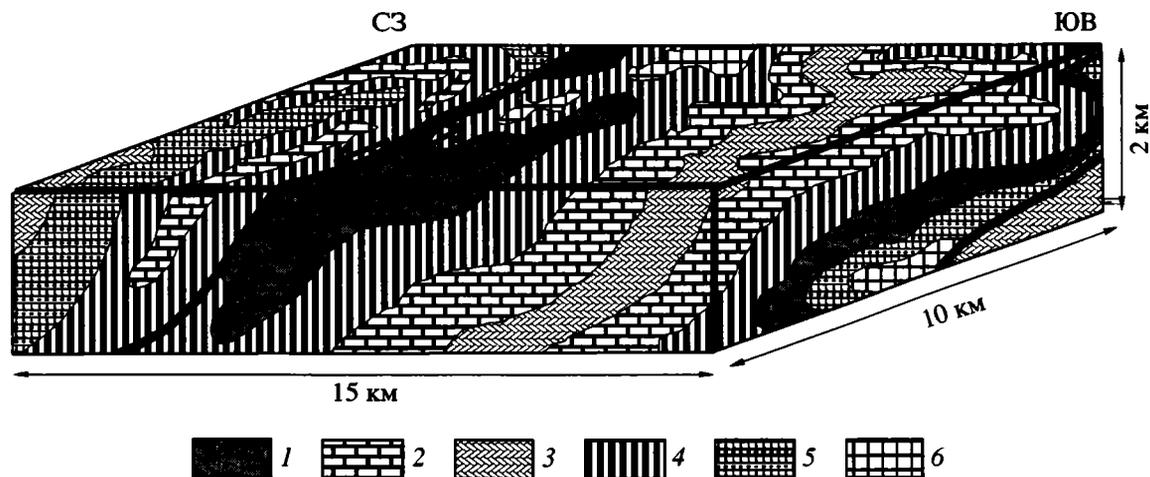


Рис. 7. Блок-диаграмма внутреннего строения структурированного серпентинитового меланжа Куюльского террейна 1–6 – тектонические пластины, сложенные меланжем: 1 – Ганкуваямская с блоками и фрагментами разреза надсубдукционных офиолитов, 2 – Веселая с блоками океанических базальтов, известняков, кремней, 3 – Удачная с блоками амфиболитов и зеленых сланцев, 4 – Уннаваямская с блоками океанических ультрабазитов и габбро, 5 – Встречная с блоками океанических базальтов и кремней, 6 – Тылпытыхляваам с блоками терригенных пород и олистостромов, формировавшихся вдоль океанического желоба

Представления о вертикальной аккреции тесным образом связаны с дальнейшей разработкой концепции тектонической расслоенности литосферы. Так, при формировании аккреционных призм, как было показано выше, возникает несколько поверхностей срыва, что обуславливает разнообразие состава и внутреннего строения самих призм. При коллизии энзиматических островных дуг слагающие их комплексы расслаиваются на литопластины, которые, причленяясь, наращивают край континента.

ТЕРРЕЙНЫ И ТЕРРЕЙНОВЫЙ АНАЛИЗ

Относительно террейнов на отечественных совещаниях, а также в публикациях нередко возникают острые дискуссии, которые обычно затрагивают: 1) разные формулировки термина террейн и понятие чужеродности; 2) обсуждение механизма перемещения террейнов; 3) значение террейновой концепции. Террейновый анализ был воспринят критически многими известными геологами [3, 59 и др.], которые полагали, что это шаг назад по сравнению с тектоникой плит. В качестве крайней точки зрения служит постановка самого вопроса о существовании террейнов [5].

Автор данной статьи считает, что появление концепции коллажа террейнов было связано с необходимостью увязать теоретические представления тектоники плит и региональный геологический материал. Здесь существовало много трудностей самого разного плана: 1) методических, поскольку происходило становление новой мобилистской теории; 2) познавательных, связанных с уровнем наших знаний и разрешающей спо-

собностью существовавших методик и подходов; 3) степенью геологической изученности и пр. Например, в структуре континентальных окраин Тихого океана располагаются геологические тела, появление которых нельзя было объяснить простым механизмом конвейерной ленты спрединг–субдукция–аккреция. Примером могут быть комплексы с тетичской фауной, широко развитые в Канадских Кордильерах, Аляске и Корякском нагорье, микроконтиненты и совмещение островодужных комплексов разных палеогеографических провинций и др. Немаловажным является то обстоятельство, что в североамериканской геологической школе не было таких понятий, как структурно-формационная зона и структурно-вещественный комплекс (отечественная школа) или изопическая зона (европейская школа), что затрудняло создание тектонических карт и системное описание тектоники крупных регионов.

Авторы концепции коллажа террейнов (P.C. Coney, D.G. Howell, D.L. Jones, J.W.H. Monger, E.R. Shermer, N.J. Silberling, J. Hillhouse и др.), опубликовавшие серию статей и карт в конце 70-х и начале 80-х годов XX в., дали следующее определение: 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 [54 и др.].

Следует обратить внимание, что в определении нет такого параметра, как перемещение. К сожалению, стало очень популярным вольное

толкование, согласно которому террейны – это обязательно гигантские перемещения, а нередко они ассоциируются с чем-то загадочным и экзотическим. Во многих работах доказательство значительных перемещений того или иного комплекса (блока) является основанием для вывода о том, что это террейны. При этом забывают, что в террейновом анализе для этого есть свои термины – перемещенный (*displaced*) или аллохтонный (*allochthonous*) террейны. Следует обратить также внимание на то, что часто ставится знак равенства между экзотическим или чужеродным (*exotic*) и мистическим (*suspect*) террейнами. Действительно, первые два определения являются синонимами. Однако мистический надо использовать только в том случае, когда первоначальное положение и происхождение террейна неясно [48].

Вывод о движениях конкретных террейнов следует из анализа совокупности геологических данных (аллохтонное положение, отсутствие палеогеографических связей с соседними террейнами, палеонтологические, палеоклиматические, палеомагнитные характеристики). С повышением детальности исследований более определенными становятся расчеты первоначального местоположения террейнов, особенности и траектории их перемещения и из категории мистических террейны могут перейти в ранг экзотических и пр.

Говоря о перемещениях террейнов, нередко забывают, что речь идет не о движении или аккреции террейна в его современном виде, а имеется в виду некая палеоструктура (блок континентальной коры, островная дуга, океаническая плита или ее фрагмент), фрагментом которой является данный террейны. Восстановление истории формирования и транспорта такой палеоструктуры осуществляется путем всестороннего изучения структурных, стратиграфических, литологических, петрологических, палеомагнитных и прочих характеристик террейна. Имеющиеся геологические данные свидетельствуют о том, что амплитуда перемещений террейнов может достигать первых тысяч километров.

Постановка вопроса о том, существуют ли террейны, является очевидным недоразумением. Если геолог использует понятийную базу террейнового анализа, то террейны существуют, а если при тектоническом районировании используется другая терминология, то террейнов нет. Утверждение о том, что вместо террейнов на самом деле существуют структурно-формационные зоны, свидетельствует о непонимании методологии науки. Известна и другая крайность, когда при тектоническом районировании используются одновременно и структурно-формационные зоны, и террейны. Это эклектика, обусловленная использованием разных понятийных баз. Вопрос о соподчиненности и различиях терминов террейны,

структурно-формационная зона и структурно-вещественный комплекс обсуждается в работах [3, 17, 27, 32, 35, 40].

В современной структуре и составе террейнов записана сложная история их развития от момента образования до вхождения в состав континентальной окраины. Более того, как показывают работы североамериканских геологов, некоторые террейны испытали повторные значительные перемещения уже после своего причленения (аккреции) к континенту [47, 52, 54]. В последние годы были установлены террейны [33], которые имели сложную блуждающую траекторию перемещения. Они получили название террейны-странники (*errant terrane*).

Многие террейны состоят из тектоно-стратиграфических единиц (комплексов), формировавшихся в разных геодинамических обстановках, или слагающие их комплексы могли оказаться со временем в иной, отличной от первоначальной геодинамической обстановке. Например, океаническая кора, представляющая собой фундамент энзиматических островных дуг, оказывается подверженной трансформации в надсубдукционной обстановке. К террейнам с полигеодинамическими параметрами и историей, в первую очередь, относятся супертеррейны, или сложные, составные (*composite*) террейны. Полигеодинамическая природа имеет важное значение при выяснении металлогенических особенностей, связанных с ремобилизацией рудного вещества, которая обеспечивает концентрации промышленных месторождений. Выявление геодинамических аспектов эволюции рудного вещества, связанной с тектоническими и магматическими процессами, определило прогресс, достигнутый авторами Металлогенической карты террейнов и объяснительной записки к ней [57, а также информация на нескольких CD] в решении вопросов типизации и классификации месторождений.

Содержание террейнового анализа заключается в выделении террейнов, определении характера их границ, изучении и выяснении геодинамических обстановок формирования террейнов, их геологической истории, траектории перемещения, амальгамации, аккреции и связи с соседними террейнами. Выясняется это посредством комплексирования методов различных геологических дисциплин, количество которых определяется сложностью строения террейнов. Важным элементом террейнового анализа является традиционный для отечественной школы метод сравнительно-тектонического анализа.

Заканчивая рассмотрение концепции коллажа террейнов, отметим основные достоинства террейнового анализа. Во-первых, террейны являются удобным описательным термином. Во-вторых, террейновый анализ позволяет, с одной стороны,

представить региональный фактический материал в достаточно строгой и информативной форме. При этом достигается унификация и определенная последовательность в изложении и подаче фактического материала. С другой стороны, в пространственно-временных диаграммах в сжатом и наглядном виде записана вся история региона. В-третьих, концепция коллажа террейнов позволила перейти от глобальных построений тектоники плит к региональным моделям. В-четвертых, террейновый анализ успешно используется для регионального металлогенического анализа [36, 41, 44, 50, 57].

В заключение следует обратить внимание на черты сходства и различия концепции коллажа террейнов и теоретических разработок Геологического института РАН. В работах [18, 21, 23, 25, 37] формирование континента рассматривалось как результат тектонического скупивания и стягивания аллохтонных фрагментов океанической и переходной коры, а также чужеродных блоков континентальной коры. При замене слов фрагменты и чужеродные блоки соответственно *teigane* и *exotic terrane*, а тектоническое скупивание и стягивание словом *collage* очевидным становится сходство представлений разных научных школ. Кроме того, американские коллеги неоднократно подчеркивали, что террейны являются структурами коровыми и по этому параметру определяется отличие террейна континентальной коры от микроконтинента. Это положение перекликается с представлениями о тектонической расслоенности литосферы [18, 23, 26, 38].

Вместе с тем существенное различие этих концепций заключается именно в вопросах о механизме и глубинных уровнях перемещения масс. Концепция коллажа террейнов базируется на моделях тектоники плит, согласно которым перемещения происходят по астеносфере и террейны рассматриваются в основном как "пассивные пассажиры". Тектоническое расслоение литосферы, формирование террейнов как коровых структур происходит во время их аккрецирования к континенту или позднее в процессе дисперсии террейнов. Напротив, согласно концепции тектонической расслоенности литосферы, в основе которой лежит принцип дифференцированного перемещения океанических и континентальных масс, движения осуществляются на разных уровнях глубинности [18, 23, 26, 38] и главным структурным элементом в этих построениях являются литопластины [21].

ПЕРИОКЕАНИЧЕСКАЯ И МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ

В Геологическом институте РАН были разработаны представления о межконтинентальной и периферической аккреции [18]. Первый тип

возникает при закрытии океанических бассейнов в результате столкновения континентов. При этом формируются коллизионные складчатые (орогенные) пояса с гигантскими аллохтонами, строение которых обусловлено тектоническим расщеплением литосферы на разных ее уровнях [18, 26, 38]. Примерами коллизионных поясов являются Альпы, Аппалачи, Урал.

Периферический тип аккреции связан с последовательным присоединением к континентам различных фрагментов океанических структур. Для него характерно общее омоложение возраста новообразованной континентальной коры в направлении к океану и аккреционные структуры. Типичный пример – складчатые пояса образования Тихого океана.

Два типа складчатых сооружений противопоставляются один другому во многих классификациях, в которых различаются Тихоокеанский и Средиземноморский, или Кордильерский и Альпийский и др. Это деление использует геодинамический подход, который определяется двумя главными типами взаимодействия: океан–континент и континент–континент, поэтому представляется более правильным выделять соответственно аккреционные и коллизионные пояса. Рассмотрим этот вопрос на примере Северо-Восточной Азии, где к востоку от Сибирской платформы выделяются две складчатые области: Верхояно-Чукотская и Корякско-Камчатская.

Верхояно-Чукотские мезозойды имеют в основном северо-западные простирания, на которые накладываются структуры Колымской петли, возникшей в результате коллизии Омолонского супертеррейна с Сибирским кратоном [8, 16, 17, 19, 36]. Южно-Ануйская сутура образовалась в результате столкновения Чукотского микроконтинента с активной окраиной Северо-Азиатского континента. При этом офиолиты и островодужные образования Южно-Ануйской сутуры оказались надвинутыми в северном направлении на пассивную окраину микроконтинента [30].

Корякско-Камчатская складчатая область имеет северо-восточные и восточные простирания. Это типичный пример континентальных окраин аккреционного типа, формировавшихся в процессе последовательного причленения к континенту со стороны океана разновозрастных и разнообразных по геодинамическому типу террейнов. Различаются островодужные, офиолитовые, окраинноморские, турбидитовые террейны, террейны океанической коры и аккреционных призм [2, 17, 27, 43, 57].

В строении и развитии Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей имеются резкие различия [25, 34]. Большое количество микроконтинентов в мезозойдах противопоставляется обилию фрагментов океанической ко-

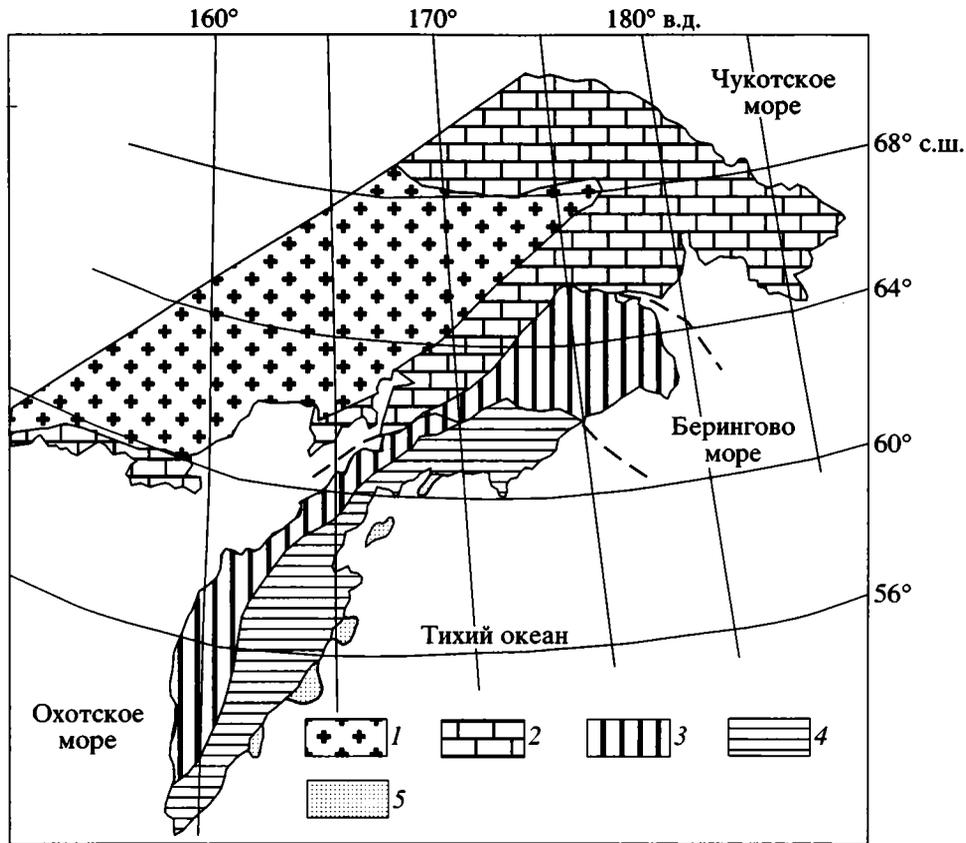


Рис. 8. Схема континентального роста Северо-Востока Азии

1 – Азиатский континент в конце средней – начале поздней юры; 2–5 – террейны, нарастившие Азиатский континент в: 2 – конце раннего мела, 3 – конце позднего мела, 4 – среднем эоцене, 5 – среднем миоцене

ры в Корьякско-Камчатском регионе. В отличие от мезозой, структурный рисунок которых ближе к мозаичному типу, простирающиеся корьякских и камчатских элементов является типичным для структур Тихоокеанского кольца.

Современный структурный план Верхояно-Чукотской складчатой области был создан коллизионными процессами, среди которых главную роль играют коллизия континент–микроконтинент, континент–островная дуга. В то же время аккреционные структуры и свойственный им тип деформаций установлены в коллизионном поясе Черского [16, 19], а реликты аккреционной призмы – в Южно-Анюйской сутуре [30].

Складчатое сооружение Корьякско-Камчатской области было создано в основном аккреционными процессами, проявившимися вдоль конвергентной границы Северо-Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики. Здесь в течение длительного времени, начиная, по крайней мере, с позднего палеозоя, существовала система разновозрастных островных дуг и окраинно-континентальных поясов, которые маркировали границу Евразийской плиты, к которой со стороны океана причленились разнообразные террей-

ны, транспортируемые тихоокеанскими плитами Фараллон, Изанаги, Кула, Тихоокеанская и их палеопрототипами. Однако и здесь были проявлены процессы коллизии энсиматических островных дуг на Тайгоне и Восточной Камчатке [10, 12, 13].

Следовательно, в чистом виде нет ни аккреционных, ни коллизионных складчатых областей, поэтому некоторые исследователи предлагают выделять аккреционно-коллизионные складчатые сооружения [1]. Здесь важно подчеркнуть, что в формировании складчатых поясов действуют одни и те же процессы, но структурное выражение может быть различным, что определяется уже масштабами аккреционных или коллизионных явлений, типами коллизии (континент–континент, континент–дуга и др.) и аккреции (андийский, кордильерский, западнотихоокеанский тип), геологической предисторией, особенностями взаимодействия плит (ортогональная или косая субдукция, возрастом океанической коры, характером сцепления, углом наклона зоны субдукции и мн. др). Нередко геодинамические обстановки сменяются по простираению конвергентной границы. Например, на севере Японии происходит

субдукционная (тектоническая) эрозия, в центральной части – коллизия с островной дугой Идзу-Бонин, а на юге – формирование аккреционной призмы Нанкай в условиях субдукции Филиппинской микроплиты.

Нельзя не отметить некоторый “структурный парадокс”, который обнаруживается при сравнении коллизионных и аккреционных складчатых сооружений. Для коллизионных поясов (Альпы, хр. Брукса, Аппалачи и др.) характерно покровное строение со значительными амплитудами перемещений в десятки и сотни километров. Для аккреционных поясов более характерны чешуйчатые структуры. Крупноамплитудные покровы достаточно редки. Однако характерны террейны, испытавшие перемещения на многие тысячи километров.

ДИСКРЕТНОСТЬ АККРЕЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БИФУРКАЦИИ

Одно из главных достижений, которое было сделано при изучении последовательности тектонических событий, происходивших на фоне становления окраин континентов, это вывод о дискретности процесса аккреции. Рис. 8 показывает дискретность континентального роста на примере Северо-Восточной Азии. Эпохи быстрого роста континента (аккреции) сопровождались тектоническими деформациями и структурными перестройками [24, 28].

Для мезо-кайнозойской истории Тихоокеанского сегмента устанавливаются следующие этапы длительного развития: триасово-среднеюрский, позднеюрско-раннемеловой, позднеюрско-раннемеловой, па-

леоцен-среднеэоценовый, среднеэоцен-раннемиоценовый, позднемиоцен-современный (табл. 1). Для каждого временного интервала с помощью палеотектонического анализа и палинспастических реконструкций восстанавливаются геодинамические обстановки и латеральные ряды структур краевых морей, островных дуг и желобов в системе континент–океан. Их развитие определялось существованием тектонических неоднородностей, создавших свой структурный план и свой режим седиментации и вулканизма. В указанных временных интервалах система находилась в состоянии, близком к стационарному, и многие аспекты ее развития детерминированы.

Этапы длительного развития прерывались кратковременными эпохами тектонических деформаций, структурных перестроек и аккреции: конец средней – начало поздней юры (160–152 млн. лет), конец раннего мела (118–97 млн. лет), конец мела – начало палеоцена (68–62 млн. лет), средний эоцен (45–42 млн. лет), средний миоцен (14–10 млн. лет). В эти эпохи система находилась в состоянии, далеком от равновесия, которое можно рассматривать как область бифуркации. После таких эпох (прохождения области бифуркаций) возникали новые тектонические неоднородности, определявшие смену тектонических режимов и положения конвергентных границ плит.

Вновь сформированный латеральный ряд структур в системе континент–океан, хотя и являлся качественно однотипным предыдущему этапу, имел иные размеры, положение, конфигурацию и пр. В связи с этим можно говорить о том, что цикличность развития зон перехода носит необратимый характер. В своей эволюции они проходят через последовательную смену разных состояний, а сама цикличность обладает временным вектором полярности. Подобные свойства типичны для развития самоорганизующихся систем, поэтому зоны перехода океан–континент можно рассматривать как открытые диссипативные системы, существование которых поддерживается притоком и оттоком вещества и энергии. В данном случае обмен осуществляется в результате взаимодействия континентальной и океанической литосфер, представляющих собой глобальные неоднородности Земли первого порядка.

Схема корреляции основных тектонических событий (см. табл. 1) указывает на существование прямых связей между эпохами реорганизации тихоокеанских плит, структурными перестройками в зонах перехода океан – континент и эпохами тектонических деформаций на континентах. В этом аспекте исследования в области аккреционной тектоники подтвердили существование глобальных тектонических событий. Одно из ярких проявлений – это среднеюрско-раннемеловой эпоха (табл. 2), известная в альпийской литературе как австрийская фа-

Таблица 1. Корреляция основных тектонических событий в Тихоокеанском полушарии

| Возраст | | Этапы развития зон перехода | Фазы деформаций | Структурные перестройки в океане | | |
|----------|------------------|------------------------------------|-----------------|----------------------------------|--------------------------------|--|
| Неоген | Q | N ₂ -Q | Штирийская | | | |
| | N ₂ | | | | | |
| Палеоген | N ₁ | P ₃ -N ₁ | Савская | | | |
| | P ₃ | | | | | |
| | P ₂ | | Ларамийская | | | |
| | P ₁ | | | | | |
| Мел | K ₂ | K ₂ | Австрийская | | | |
| | K ₁ | | | | J ₂ -K ₁ | |
| | | | | | | |
| Юра | J ₂ | T-J ₂ (J ₃) | | | | |
| | J ₁ | | | | | |
| | T ₃ | | | | | |
| Триас | T ₃ | T-J ₂ (J ₃) | | | | |
| | T ₁₋₂ | | | | | |

Таблица 2. Среднемеловая эпоха тектонических бифуркаций

| Континенты | Зоны перехода | Океаны |
|--|---|--|
| Австрийская фаза складчатости | Континентальная аккреция | Начало эпохи спокойного магнитного поля |
| Заложение Восточно-Азиатского вулканического пояса | Перестройка системы краевых морей и островных дуг | Изменение направления и скорости движения тихоокеанских плит |
| Гранитоидный магматизм | Глаукофановый метаморфизм | Внутриплитный магматизм |
| Сдвиги, сбросы | Формирование покровов | Внутриокеанические деформации и надвиги |
| Смена флористических и фаунистических комплексов | Смена флористических и фаунистических комплексов | Эволюция радиоляриевых сообществ |

за. На ее примере отчетливо видна синхронность разных тектонических, магматических, метаморфических событий, которые являются взаимосвязанными и носят глобальный характер. Они проявились на континентах, в океанах и в зонах перехода. Причем резкие изменения, иногда носившие катастрофический характер, происходили как в биогенных, так и в косных системах. Принимая во внимание достижения современного естествознания, автор статьи предложил называть такие глобальные абиотические события эпохами тектонических бифуркаций [28]. Под тектонической бифуркацией следует понимать совокупность геологических событий (тектонических, магматических, метаморфических, седиментологических и пр.), имеющих глобальное проявление и вызванных резкими, в том числе катастрофическими, изменениями в структуре и истории развития основных тектонических неоднородностей Земли: континентов и океанов. Такой подход снимает многие возражения и споры относительно глобальности отдельных явлений и во многом определяет перспективу использования теоретических разработок синергетики, теории нелинейных процессов и неравновесной термодинамики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение, подводя итог сказанному выше, хотелось бы остановиться на перспективах дальнейшего развития аккреционной тектоники.

1. Одним из главных направлений аккреционной тектоники конца прошлого века было создание региональных тектонических моделей Аляски, Канадских Кордильер, Кламата, Калифорнии, мезозоид Северо-Востока России, Корякского нагорья, Приморья, Японии и др. Причем все они построены на понятийной базе террейнового анализа, ставшей международным тектоническим языком геологов тихоокеанского полушария. Сейчас на смену региональным моделям пришло изучение тектонических процессов, которые обеспечивают аккрецию континентальных окраин. В работах американских и японских ученых много внимания уделяется комплексному изучению

процессов, происходящих в аккреционных призмах. Значительные успехи в понимании процессов коллизии достигнуты благодаря численному и физическому моделированию. Здесь автор имеет в виду не только общие теоретические модели [7 и др.], а также исследования, которые ведутся и тестируются на региональных объектах. В качестве примера можно привести работы по коллизии дуга-континент, выполненные для объектов западной окраины Тихого океана [12, 46].

2. Продолжается создание геодинамических и палинспастических реконструкций. Следует ожидать, что на базе первых относительных палинспастических реконструкций, основы которых были разработаны альпийскими геологами в конце XIX-начале XX веков, и современных плитно-тектонических (геодинамических) реконструкций [8] конца XX века будет создано новое третье поколение, основанное на синтезе данных континентальной и морской геологии [35]. Связующую роль в этом процессе будут играть террейны, вернее, детальное и комплексное изучение их первоначального местоположения, траекторий перемещения, принадлежности той или иной транспортирующей плите, поиск взаимосвязи между разными террейнами и их межрегиональная корреляция.

3. В современных палеотектонических реконструкциях, хотя детально и разработана кинематическая эволюция спрединговых зон, сам геологический или, вернее, палеогеографический образ океана отсутствует. Априори мы полагаем, что срединно-океанические хребты, абиссальные котловины и прочие палеоморфоструктуры были аналогичны современным. Однако при этом нельзя забывать, что существуют представления, указывающие на эволюцию океанов во времени [22, 27, 42]. Для восстановления палеогеографии и особенностей тектонических морфоструктур древних океанов и выяснения эволюционных аспектов важную роль будет играть изучение аккрецированных фрагментов древней океанической коры. Такие фрагменты сохранились в офиолитовых террейнах, меланжах, аккреционных призмах, олистостромах и метаморфических комплексах, но изучены они еще недостаточно.

4. Ряд достижений (дискретность, необратимая цикличность, представления о порядке и хаосе в серпентинитовых меланжах и др.) аккреционной тектоники хорошо увязывается с базовыми положениями современного естествознания и открывает перспективу применения теории нелинейных процессов и законов неравновесной термодинамики для познания тектонических процессов. В связи с этим появляется возможность расширить познавательный процесс в геологии и вывести его за рамки только актуалистического метода, который определяет современную понятийную систему геологии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает признательность Ю.М. Пушаровскому, Д.В. Рундквисту, А.А. Моссаковскому за конструктивную критику и советы при обсуждении дискуссионных вопросов аккреционной тектоники и подготовке данной статьи. Исследования выполнялись при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 96-05-0370, 99-05-65649, 02-05-64217).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. С. 8–28.
2. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте) // М.: ИЛСАН, 1992. 54 с.
3. Борукаев Ч.Б. Некоторые принципиальные вопросы террейнового анализа // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 10. С. 1329–1334.
4. Вишневская В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е. Новые данные о возрасте и корреляция вулканогенно-кремнистых комплексов северо-западного побережья Охотского моря // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 1. С. 66–69.
5. Власов Г.М. Проблемы террейнов и общая оценка крайнего мобилизма // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 109–116.
6. 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.
7. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1994. 299 с.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
9. Кемкин И.В., Паланджян С.А., Чехов А.Д. Обоснование возраста кремнисто-вулканогенных комплексов м. Поворотного Пенжинско-Пекульнейского офиолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 5. С. 69–79.
10. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и юга Корякии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИЛРАН, 2000. 48 с.
11. Константиновская Е.А. Мезозойские океанические кремнистые породы в аккреционной структуре п-ова Тайгонос (Северо-Восток России) // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 3–21.
12. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2002. 46 с.
13. Левашова Н.М. Кинематика позднемиоценовых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1999. 28 с.
14. Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
15. Морозов О.Л. Геохимия и литология пород аккреционной призм хребта Пекульней (Центральная Чукотка) // Литология. 2000. № 2. С. 192–213.
16. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии) // М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
17. 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.
18. Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Формирование структуры земной коры континентов // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 5–15.
19. Прокопьев А.В. Верхнеяно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеанская геология. 1998. № 4. С. 15–28.
20. Пушаровский Ю.М. Крупнейшие неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3–16.
21. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
22. Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Геологические особенности современных и древних океанов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 2. С. 404–406.
23. Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В., Соколов С.Д., Разницын Ю.Н., Леонов Ю.Г., Макаров В.И. Тектоническая расслоенность литосферы и ее значение для геокартирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 22–40.
24. Пушаровский Ю.М., Соколов С.Д. Нелинейная тектоника // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 476–508.
25. Пушаровский Ю.М., Соколов С.Д., Тильман С.М., Крылов К.А. Тектоника и геодинамика Северо-Западного обрамления Тихого океана // Пробле-

- мы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР. 1992. Т. 1. С. 128–137.
26. Соколов С.Д. Концепции тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения // Геотектоника. 1990. № 6. С. 3–19.
 27. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
 28. Соколов С.Д. Основные закономерности развития активных континентальных окраин // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 67–79.
 29. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Алексютин М.В., Паланджян С.А., Худолей А.К. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере п-ова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 807–811.
 30. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анхойской сuture (Западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 80–84.
 31. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84 (Тр. ГИН РАН. Вып. 515).
 32. Соколов С.Д., Бялбжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья (опыт использования террейнового анализа) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
 33. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Пейве А.А., Батанова В.Г., Крылов К.А., Лучицкая М.В., Алексютин А.А. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовых меланжах // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47–62.
 34. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
 35. Соколов С.Д., Ханчук А.И. О критике террейнов и “крайнего мобилизма” // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 4. С. 11–113.
 36. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). М.: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
 37. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5000000). М.: Наука, 1980. 220 с.
 38. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
 39. Толковый словарь английских геологических терминов. Москва: Мир, 1977. Т. 1. 586 с.; Т. 2. 588 с.; Т. 3. 543 с.
 40. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
 41. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
 42. Хворова И.В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах). Сообщение 1. Основные черты седиментогенеза в эпиконтинентальных морях мезозоя и кайнозоя // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 6. С. 23–38; Сообщение 2. Особенности седиментации в океанах // Там же. 1995. № 1. С. 3–15; Сообщение 3. Океанский тип седиментогенеза // Там же. 1995. № 2. С. 115–124.
 43. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
 44. Шникерман В.И. Домеловая миражения Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
 45. Bazhenov M.L., Aleksuytin M.V., Bondarenko G.Ye., Sokolov S.D. Mesozoic paleomagnetism of the Taigonos Peninsula, the sea of Okhotsk: implications to kinematics of the continental and oceanic plates // Earth and Planetary Science Letters. 1999. Vol. 173. P. 113–127.
 46. Chemenda A.I., Yang R.K., Stephan J-F., Konstantinovskaya E.A., Ivanov L.M. New results from physical modelling of arc–continental collision in Taiwan: evolutionary model // Tectonophysics. 2001. Vol. 333. P. 159–178.
 47. Churkin M.Jr. Tectonostratigraphic terranes of Alaska and Northeastern USSR – a record of collision and accretion // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo, 1983. P. 37–42.
 48. Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. Cordilleran suspect terranes // Nature. 1980. V. 288. P. 329–333.
 49. Cowan D.S. Structural style in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillera of North America // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. Vol. 96. P. 451–462.
 50. Dawson K.M., Panteleyev F., Sutherland B.A., Woodsworth G.J. Regional metallogeny // Geology of Cordilleran Orogen in Canada. Geol. Survey of Canada. 1991. № 4. P. 3–49.
 51. Fruehn J., von Huene R., Fisher M.A. Accretion in the wake of terrane collision: the Neogene accretionary wedge of Kenai Peninsula, Alaska // Tectonics. 1999. Vol. 18. № 2. P. 263–277.
 52. Grantz A., Moore T.E., Roeske S.M. Gulf of Alaska to Arctic Ocean: Geological Society of America. Continental-Ocean Transect A-3. Scale 1 : 500000. Menlo Park, California, 1991. P. 72.
 53. Hasebe N., Tagami T., Nishimura S. Melange-forming processes in the development of an accretionary prism: evidence from fission track thermochronology // J. Geoph. Res. 1997. Vol. 102. № B4. P. 7659–7672.
 54. 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.
 55. Kimura G., Mukai A. Underplated units in an accretionary complex: melange of the Shimanto belt of eastern

- Shikoku, Southwest Japan // *Tectonics*. 1991. Vol. 10. № 1. P. 31–50.
56. Moore J. C., Silver E.A. Continental margin tectonics: submarine accretionary prism // *Rev. Geophys.* 1987. Vol. 25. P. 1305–1312.
57. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Bundtzen T.K., Feeney N.D., Fujita K., Gordey S.P., Grantz A., Khanchuk A.I., Natal'in B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W., Plafker Jr.G., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.B., Tabor R.W., Tzukanov N.V., Vallier T.L., Wakita K. Circum-North Pacific Tectonostratigraphic terrane map. Scale 1 : 5000000. U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 1994. № 94–714. 211 p.
58. Ohmori K., Taira A., Tokuyama H., Sakaguchi A., Okamura M., Aihara A. Paleothermal structure of the Shimanto accretionary prism, Shikoku, Japan: Role of an out-of-sequence thrust // *Geology*. 1997. Vol. 25. № 4. P. 327–330.
59. 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.
60. Silantyev S., Sokolov S., Bondarenko G., Morozov O., Bazylev B., Palandzhyan S., Ganelin A. Geodynamic setting of the high-grade amphibolites and associated igneous rocks from the accretionary complex of Povortny Cape, Taigonos Peninsular, northeastern Russia // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 325. № 1–2. P. 107–132.

Рецензент: А.А. Моссаковский

Accretionary Tectonics: The State of the Art

S. D. Sokolov

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

Abstract—Terminology, basic postulates, and the main achievements of accretionary tectonics are discussed. Particular attention is given to the theoretical concepts of various scientific schools: the concept of tectonic delamination of the lithosphere, terrane collage, and the theory of vertical and lateral and ocean-margin and continent-to-continent accretion. The discrete character of accretion and continental growth and the global significance of geologic events during tectonic bifurcation epochs are addressed.

ТЕКТОНИКА РАННИХ КИММЕРИД ЮЖНОГО ПАМИРА

© 2003 г. Б. Р. Пашков, В. И. Буданов

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГиМ) Сибирского отделения Российской академии наук (СО РАН), 630090, г. Новосибирск, просп. Коптюга, 3

Поступила в редакцию 24.08.99 г.

В статье подведены итоги изучения каменноугольно-триасовых отложений Южного Памира и тектонических структур, сформировавшихся в раннекиммерийский (индосинийский) этап развития. Рассмотрены структурная позиция ранних киммерид, присущие им типы стратиграфических разрезов, палеотектоническое развитие на раннекиммерийском этапе и основные особенности альпийской структуры. В геодинамическом смысле Южный Памир находится между сутурами Мезо- и Неотетиса, с севера обрамляется покровно-складчатými образованиями Центрального Памира, с юга – системой вулканических и невулканических дуг Гиндукуша и Каракорума, которые принадлежат фронтальной части коллидирующей Индостанской плиты. Система Памирских дуг в современной структуре, судя по конфигурации морфоструктурных элементов, смещена к северу по Каракорумскому сдвигу по крайней мере на 300 км и, таким образом, отсоединена от сходных структур Западного Тибета. В карбоне–перми на Южном Памире накапливались преимущественно терригенные и карбонатные отложения. К концу перми и началу триаса относятся растяжение коры, появление глубоководных фаций и проявление щелочно-базальтоидного вулканизма, который в особенности усилился в позднем триасе. Активное раскрытие структур Мезотетиса вызвало возникновение на Северном Памире, в Гиндукуше и других районах Высокой Азии вулканической островной дуги, что может быть связано с появлением субдукционной зоны. К норийскому веку относятся замыкание Мезотетиса, тектоническое сучивание, последующее внедрение син- и постколлизийных гранитоидов и раскрытие со смещением к югу Неотетиса. Структуры Мезотетиса шарьированы в северном направлении по крайней мере на 150 км. Продукты седиментации юрского моря перекрыли образовавшиеся тектонические покровы. В кайнозое, особенно с позднего эоцена, коллизия и покровообразование продолжились, а периодические растяжения вызвали свойственный активным континентальным окраинам вулканизм.

1. СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ РАННИХ КИММЕРИД

В Памиро-Гималайском секторе Альпийского складчатого пояса раннекиммерийские сооружения образуют выпуклую к северу дугу, охватывающую территорию Южного Памира, Северо-Восточного Афганистана, Северной Индии, Западного Китая. На севере они обрамлены покровно-складчатými сооружениями Центрального Памира, на юге – прерваны шовной зоной Кунар – Ташкупрук (рис. 1).

Чтобы оценить позицию киммерид в современной структуре, обратимся к схеме тектонического рельефа Евразии Г.Ф. Уфимцева [31]. Памир и его ближайшее окружение на этой схеме представляют собой стык горных сооружений трех типов: гималайского (ступенчатые поднятия), тибетского (горы на высоко поднятом цоколе) и покровно-складчатые горы (Памир). С нашей точки зрения, Памир не является примером отдельного типа гор, а весьма близок к тибетскому типу, но оригинален в том смысле, что представляет собой систему покровно-складчатых образований на высоко поднятом кристаллическом фундаменте позднеархейского и раннепротеро-

зойского возраста, блоки которого обнажаются в каждой из зон Памира.

На схеме современных морфоструктур Памиро-Гималайского региона Т.П. Белоусова [1] отчетливо видно, что изогнутые дуги Памира соприкасаются с пологими дугами Южного Тянь-Шаня, а вся памирская структура вдавлена в Евразийскую плиту на всю свою ширину, т.е. по крайней мере на 300 км. Все морфоструктуры, в том числе и ранние киммериды Южного Памира, сильно сжаты, и только выступ фундамента Юго-Западного Памира резко отличается спокойным типом морфоструктур, напоминая этим Тибет и Гималаи.

На схеме кайнозойских структур Памира В.С. Буртмана [4] Южный Памир попадает в зону Мезотетиса, между океаническими сутурами Мезо- и Неотетиса. Если обратиться к южному обрамлению Памира, то многие исследователи [26, 30, 32–41, 43, 44] сходятся во мнении, выделяя между Памиром и краем Индостанской плиты целый ряд террейнов, также образующих систему выпуклых к северу дуг. Главные из них с севера на юг: 1) Гиндукуш-Каракорумская, 2) Кохистан-Ладакхская и 3) северная часть Гималайской дуги

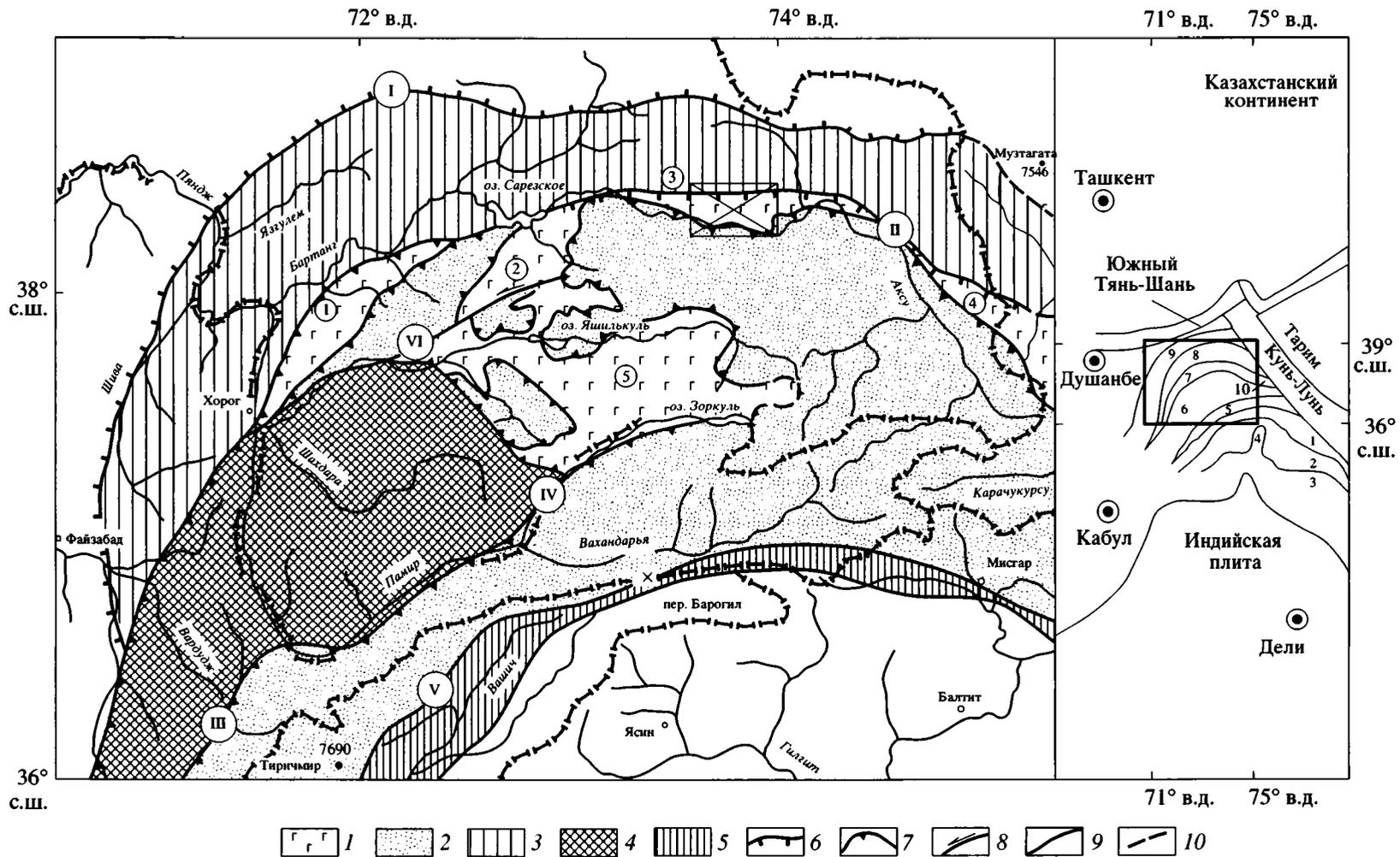


Рис. 1. Схема размещения автохтонных и покровных масс на Южном Памире и в прилегающих областях

1-3 – покровно-складчатые сооружения: 1, 2 – Юго-Восточного Памира: 1 – параавтохтон, 2 – аллохтон, 3 – Центрального Памира; 4 – кристаллический массив Бадахшана и Нуристана (автохтон и субавтохтон); 5 – шовная зона Кунар-Ташкупрук; 6 – надвиги; 7 – шарьяжи; 8 – сдвиги; 9, 10 – прочие региональные разломы, прослеженные при дешифрировании космических фотоснимков: 9 – проведенные уверенно, 10 – выделенные предположительно. Цифрами в кружках обозначены: 1-5 – тектонические блоки или зоны: 1 – Рушанская, 2 – Ватасаифский, 3 – Западно-Пшартская, Восточно-Пшартская и Мадиянская, 4 – Дункельдыкский, 5 – Марджанайская, Аличурская и Ташджилгинская; I-VI – региональные разломы: I – Танымасский, II – Рушанско-Пшартский, III – Зебак-Мунжанский, IV – Южно-Памирский, V – Кунарский, VI – Гунтский. Прямоугольный конвертом отмечен район, изображенный на рис. 4. Положение рисунка 1 показано на схематической карте-врезке прямоугольным контуром. Цифрами обозначены дуги, террейны и другие тектонические подразделения Высокой Азии, упоминающиеся на с. 3: дуги: 1 – Гиндукуш-Каракорумская, 2 – Кохистан-Ладакхская, 3 – Гималайская с 4 – массивом Нанга-Парбат; террейны: 5 – Мисгар-Ваханский, 6 – Кабул-Шахдаринский, 7 – Рушан-Кзылрабатский, 8 – Центральный Памир, 9 – Северный Памир; 10 – Кзылрабатский вулканогенный пояс

с глубоко внедрившимся в предыдущую массивом Нанга-Парбат, гранитизированным выступом докембрийского фундамента, очень напоминающим Юго-Западный Памир.

А. Зенчи и др. [44] склонны включить в первую дугу, которую они называют Каракорумской, следующие структуры с юга на север: 1) Гиндукуш-Каракорумскую микроплиту, невулканическую дугу с осевым Каракорумским гранитоидным батолитом, 2) Мисгар-Ваханский сланцевый террейн, 3) Кабул-Шахдаринский массив – выступ докембрийского фундамента и 4) Рушан-Кызылрабатский террейн, в который и входят ранние киммериды Рушанско-Пшартской зоны.

М. Сирле и др. [41] выделяют для Северо-Индийской континентальной окраины ряд датированных событий, среди которых, на наш взгляд, самыми важными являются декканский трапповый магматизм (68.5 млн. лет), которому на Памире по возрасту отвечает начало образования бартангского вулканогенного комплекса преимущественно муджиеритового состава [2], офиолитовая обдукция (65 млн. лет), начало прямой Индо-Азиатской коллизии (50 млн. лет) и не выделенное авторами на схеме важное для Южного Памира позднеэоценовое (35 млн. лет) событие – образование окраинно-континентального вулканогенного пояса шошонит-тосканитового типа (Кзыл – Рабат). Последующие коллизионные события привели к образованию современной структуры [3], в которой Памир находится на острие Пенджабского клина, и к тому же отчетливо проявляется идентичность структур Памира и Каракорума с Южным Тибетом, что видно из новейших схем кайнозойских тектонических структур Н.Л. Добрецова и др. [35], Ан Ина и др. [43], Г.Л. Павлиса и Ш. Дас [39], Ву Жинаня и др. [42].

Возвращаясь к раннекиммерийскому (индосинийскому) этапу развития, отметим, что на Южном Памире ему отвечают два резко обособленных по составу структурных комплекса каменноугольно-триасовых пород, образовавшихся в различной геодинамической обстановке, – параавтохтон и аллохтон [23]. Эти комплексы занимают промежуточное положение между бадахшан-нуристанским кристаллическим субстратом (автохтон и субавтохтон) и неавтохтонным юрским платформенным чехлом. Нижний параавтохтонный структурный комплекс, построенный преимущественно обломочными породами карбона – триаса и продуктами позднеэоценового базальтоидного вулканизма, сформировался во внутренних частях субокеанического бассейна при раздвиге сиалических блоков [26]. Верхний аллохтонный структурный комплекс, сложенный обломочными и карбонатно-кремнистыми образованиями того же возраста, возник на относительно приподня-

том сиалическом основании в области шельфа и континентального склона.

На большей части территории Южного Памира аллохтонный структурный комплекс нацело перекрывает параавтохтонный. Последний выступает в основании покровных масс лишь в северных и центральных районах в тектонических полуокнах (см. рис. 1). В пределах Бадахшан-Нуристанского кристаллического массива аллохтонный структурный комплекс нацело срезает параавтохтонный и налегает непосредственно на субавтохтон. Тектонические останцы аллохтона в Бадахшане эродированы. Они сохранились только в Нуристане в структурных депрессиях, именуемых “грабен-синклиналями” [28]. Об их былом широком распространении в Бадахшане свидетельствуют лишь мощные зоны (“корки”) катаклазитов и милонитов, отмеченные В.П. Булиным в долине р. Шахдара (устное сообщение).

Структурно-вещественные особенности аллохтонного комплекса на Юго-Восточном Памире целенаправленно исследованы С.В. Руженцевым [29] и здесь не рассматриваются. Основное внимание в предлагаемой статье уделено характеристике параавтохтонных образований.

2. ТИПЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

По сумме накопленных данных параавтохтонный структурный комплекс может быть расчленен на ряд перечисленных ниже структурно-формационных блоков (зон), различающихся по типу вещественного наполнения и, как будет показано ниже, по некоторым основным особенностям альпийской структуры.

Рушанская зона. В пределах зоны развита мощная гетерогенная серия вулканогенных и осадочных пород, требующая еще тщательного изучения. Согласно имеющимся уже сведениям [5, 38], для этой серии характерна следующая восходящая последовательность слоев. Нижнюю часть серии образуют отложения трех согласно пластующихся свит – раумидской, шувдаринской, парджавандаринской (рис. 2, колонка VIII). Первая построена песчано-сланцевыми отложениями (800–1000 м), вторая представлена мраморизованными известняками (200–250 м), третья сложена углистыми сланцами (300 м). Далее прослеживается горизонт метабазальтов с изометричными и удлиненными блоками известняков (до 100 м), тектонически изолированный как от подстилающих, так и перекрывающих пород. Продолжают разрез песчаники и сланцы бардаринской свиты (около 1500 м), включающие отдельные прослои фельзитов и базальт-андезитовых туфов, а также известняков. В кровле располагаются метабазальты и ортоамфиболиты мазан-

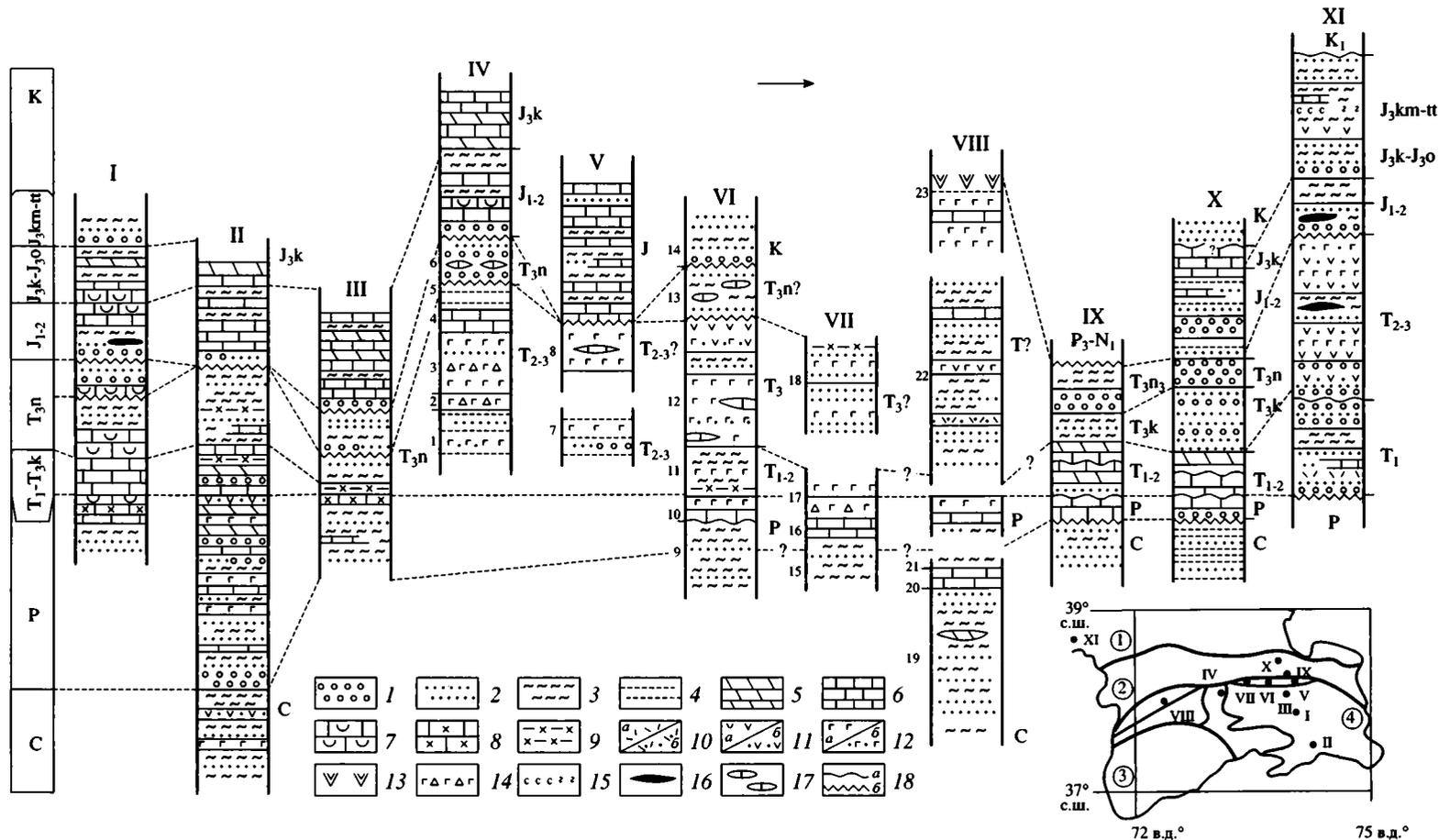


Рис. 2. Корреляция разрезов верхнепалеозойских и мезозойских отложений Юго-Восточного, Центрального и Северного Памира

Юго-Восточный Памир: I-III – аллохтон: I – центральный, II – промежуточный, III – окраинный типы разрезов; IV-VIII – параавтохтон: IV – Ватасайфская, Марджанайская, Аличурская, Ташджилгинская зоны, V – Мадиянская, VI – Восточно-Пшартская, VII – Западно-Пшартская, VIII – Рушанская зоны. Центральный Памир: IX – аллохтон (Южно-Музкольская зона), X – параавтохтон (Северо-Музкольская зона). Северный Памир: XI – Дарваз-Заалайская зона.

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – глинистые сланцы и алевролиты; 4 – слюдяные сланцы; 5 – известковистые глины и мергели; 6 – известняки и доломиты; 7 – рифогенные известняки; 8 – кремнисто-карбонатные отложения; 9 – кремнистые сланцы; 10 – лавы (a) и туфы (б) дацито-липаритового состава; 11 – лавы (a) и туфы (б) андезитов; 12 – лавы (a) и туфы (б) базальтов и андезито-базальтов; 13 – metabазальты и ортоамфиболиты; 14 – вулканогенно-карбонатные брекчии; 15 – гипсоносно-соленосные отложения; 16 – пласты бурых и каменных углей; 17 – олистолиты и олистоплаки известняков; 18 – поверхности размыва (a) и углового несогласия (б). Серии, свиты или толщи, упомянутые в тексте (цифры слева от колонок): 1 – яндарская, урусджилгаташская, или патта-тайская, 2 – дорадекская, или каттамарджанайская, 3 – кульджилгинская, или чатырташская, 4 – южнокенкольская, 5 – карадунская, 6 – зурчерцекская, акши-рякская, ташджилгинская, или кальтатурская, 7 – ничкеджилгинская и муздубулакская, 8 – ниязекская, 9 – килилская, 10 – кеньмукурская, 11 – ишикджилгинская и чукурутекская, 12 – гумбезкольская, 13 – ечкитушарская, 14 – бакабашская, 15 – чоттукойская, 16 – бельская, 17 – джарская, 18 – караистыкская, 19 – раумид-ская, 20 – шувдаринская, 21 – парджавандаринская, 22 – бардаринская, 23 – мазанчутская. Местоположение разрезов показано на схематической карте-врезке точками с римскими номерами. Цифры в кружках обозначают складчатые области Памира: 1 – Северного, 2 – Центрального, 3 – Юго-Западного, 4 – Юго-Вос-точного

чутской свиты с редкими прослоями сланцев и известняков (600 м), с подстилающими отложениями они имеют тектонические взаимоотношения.

Принято считать, что вулканогенно-осадочные толщи Рушанской зоны характеризуют временной интервал от карбона до триаса. Это заключение базируется на единичной находке позднепермских фузулинид и кораллов в блоках известняков среди покровов базальтов [5]. Принадлежность подстилающих пород к карбону подтверждается находкой визе-серпуховских (скорее, визейских, по заключению И.В. Пыжьянова) кораллов: *Lithostrotion* sp., *L. cf. irregulare* Phil., *Caninia* sp., встреченных Н.И. Бондаренко в прослоях известняков среди сланцев раумидской свиты в верховьях р. Хуфдара (рис. 3). Перекрывающие отложения бардаринской и мазанчутской свит органических остатков не содержат и относятся к триасу условно.

Западно-Пшартская зона. Разрез зоны представлен пестрым набором осадочных пород, включающим относительно редкие покровы базальтов (рис. 4, см. рис. 2, колонка VII). Этот разрез во многом подобен описанному в Рушанской зоне. В его основании располагается чоттукойская толща глинисто-серицитовых сланцев, алевролитов и песчаников, принадлежащая карбону?–нижней перми (C_2 – P_1 на карте, 400 м). Перекрывающие отложения фациально более разнообразны. Они представлены известняками, базальтами и карбонатно-вулканогенными конгломерато-брекчиями бельской свиты – P_{1-2} (170–205 м), а также лавами, лавобрекчиями и туфами андезито-базальтов джарской свиты – P_2 – $T_2?$ (250 м). Завершают разрез песчано-сланцевые отложения караистыкской серии, включающие покровы базальтов и трудно определяемых основных эффузивов с крупными порфиоровыми выделениями слюды – $T_3?$ (1300–1500 м). От подстилающих пород эти отложения отделены пологой зоной Джарджилгинского надвига (см. рис. 4).

Условность возрастных границ, принятых для указанных стратиграфических подразделений, очевидна, она основана только на находках раннепермских фузулинид в известняках бельской свиты [27, 38] и следов ползания илоедов *Imropoglyphus?* sp. (aff. *torquendus* Vialov), встреченных в сланцах караистыкской серии. Такие же следы оставлены илоедами в верхнетриасовых сланцах истыкской серии Юго-Восточного Памира.

Восточно-Пшартская зона. Формационную индивидуальность зоны определяет мощный комплекс (3900–4700 м) вулканогенно-осадочных пород, включающий в нижней и средней части покровы базальтов (см. рис. 2, колонка VI, и рис. 4). Нижнюю часть комплекса образуют отложения четырех согласно пластующихся свит – килилской (карабалгынской), кеньмукурской, ишик-

джилгинской и чукурутекской [26, 38]. Первая свита (C – P_1) сложена песчаниками и алевролитами (1000 м). Разрез второй (P_2), залегающей с размывом, распадается на две части: внизу обнажаются глинисто-серицитовые и кремнистые сланцы, перемежающиеся с прослоями известняков, песчаников, алевролитов, основных эффузивов, их туфов и вулканогенных конгломератов (около 150 м); сверху залегают базальты, андезито-базальты, их лавовые брекчии и туфы с желвачными прослоями и линзами водорослево-фораминиферовых известняков и вулканогенных конгломератов (40–60 до 150–200 м). Третью свиту (T_1) образуют кремнистые сланцы (15–20 м), четвертая (T_2) построена чередующимися пачками глинисто-серицитовых сланцев и туфов андезито-базальтов, в которых заключены линзы и пласты известняков, вулканогенных конгломератов, песчаников, алевролитов и кремней (300–400 м).

Средняя часть комплекса выражена представительной триадой вулканогенных пород гумбезкольской серии (T_3), образованной внизу брекчиевыми, реже пузыристыми лавами диабазов и гиабазальтов, а также пизолитовыми туфами андезито-базальтов с линзовидными телами и неправильными глыбами известняков (600–800 м). Литологический фон промежуточной средней толщи определяют песчаники и сланцы, включающие подчиненные прослои вулканогенных, карбонатных и кремнистых пород (200–250 м). Верхняя часть разреза характеризуется широким распространением вулканогенных пород в большей степени среднего, чем основного, состава – пироксеновых андезитов, андезито-базальтов, реже диабазов, а также лавобрекчий и туфов этих пород. Сравнительно редко среди них можно встретить прослои туфоалевролитов, туфопесчаников, кремней и линзовидные тела известняков (400–450 м).

Верхнюю часть комплекса слагают отложения двух свит – ечкитушарской и бакабашской, ограниченных снизу поверхностями размыва, азимутального и углового несогласия [18]. Ечкитушарская свита ($T_{3n}?$) представлена пестрой гаммой осадочных и вулканогенных пород – песчаниками, алевролитами (преобладают), глинисто-серицитовыми и кремнистыми сланцами, андезитами, миндалекаменными базальтами и их туфами. Особенно примечательны олистолиты и олистоплаки силурийских, девонских и пермских известняков (400–700 м). Бакабашская свита (К) состоит в основном из песчаников, часто прослоенных глинисто-серицитовыми сланцами или алевролитами. Изредка встречаются пласты кварцевых конгломератов (800 м).

Стратификация отложений Восточно-Пшартской зоны основывается на находках башкирских гониатитов и пермских спор в песчаниках килилской свиты, позднепермских фузулинид в извест-

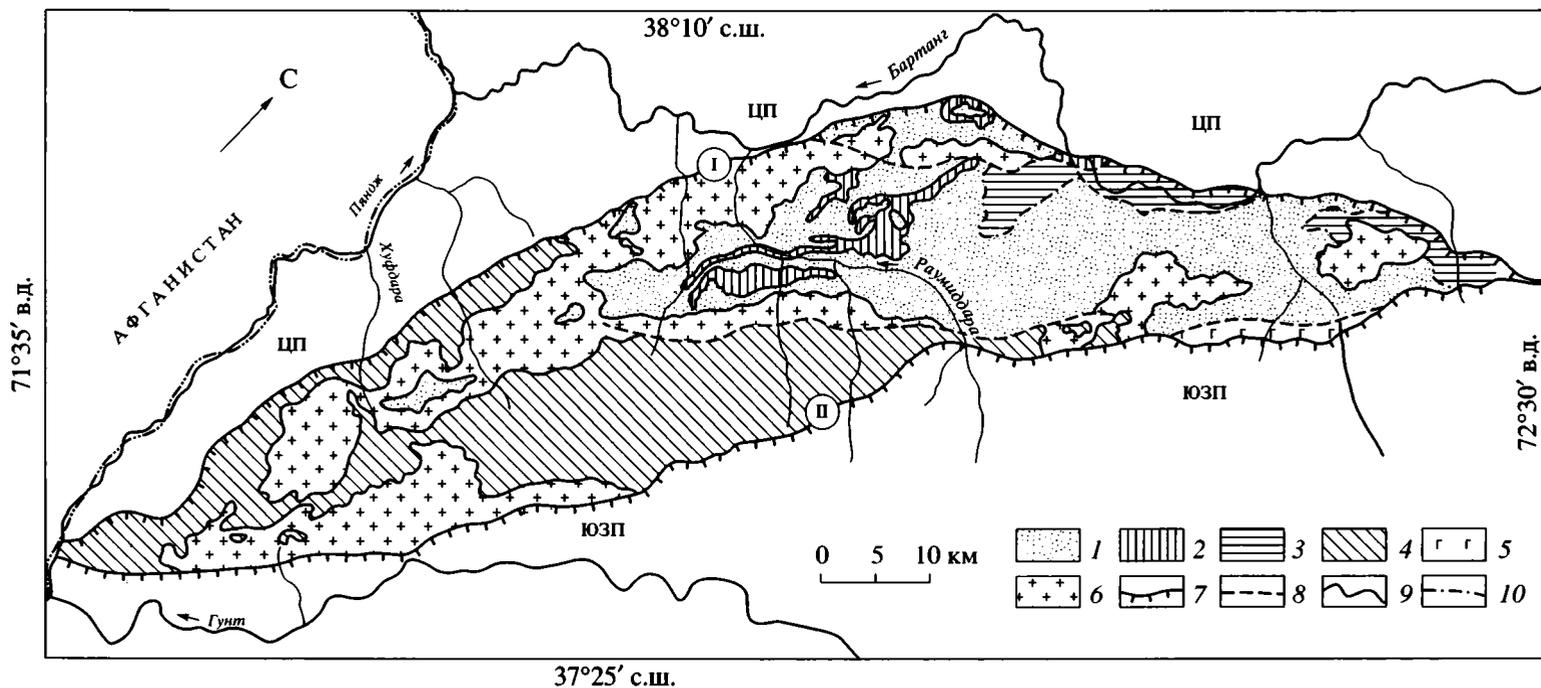


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Рушанской зоны (составлена на основе геологических данных, результатов дешифрирования материалов космических фотосъемок и контрольных аэровизуальных работ)

1–5 – каменноугольно-триасовые отложения рушанского комплекса: 1 – раумидской, 2 – шувдаринской, 3 – парджавандаринской, 4 – бардаринской, 5 – мазанчутской свит; 6 – триасовые и меловые гранитоиды; 7 – пограничные разломы: I – Рушанский, II – Штамский; 8 – прочие разрывные нарушения; 9 – стратиграфические и интрузивные контакты; 10 – контакт отложений раумидской и парджавандаринской свит, нуждающийся в детальном наземном изучении. ЦП – Центральный и ЮЗП – Юго-Западный Памир.

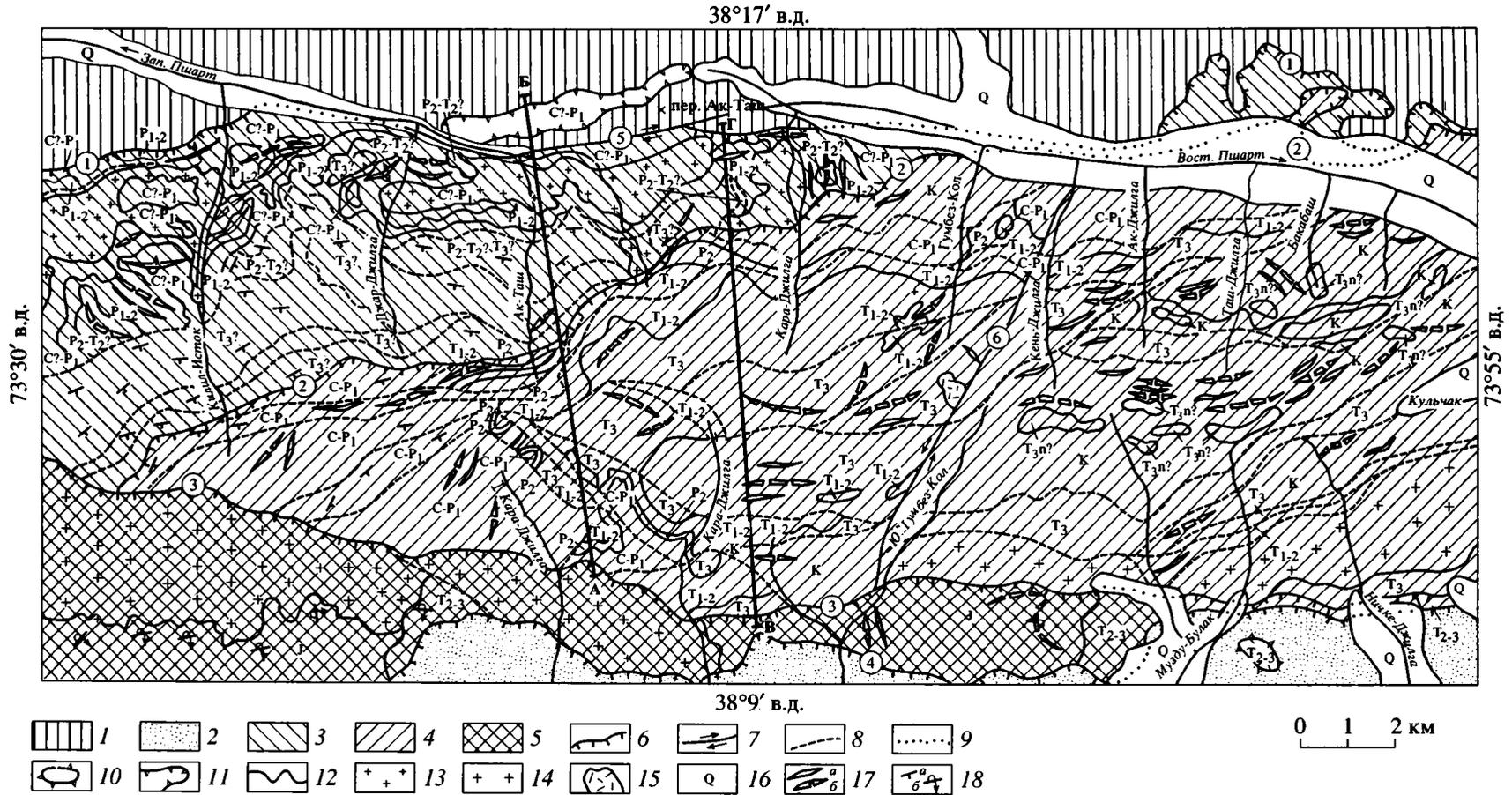


Рис. 4. Геолого-структурная карта центральной части Пшартского хребта

1 – покровно-складчатые сооружения Центрального Памира; 2 – аллохтонные массы Юго-Восточного Памира; 3–5 – субавтохтонные образования: 3 – Западно-Пшартской; 4 – Восточно-Пшартской, 5 – Мадиянской зон; 6 – пограничные и межзональные надвиги (цифры в кружках: 1 – Пшартский, 2 – Караджилгинский, 3 – Северо-Мургабский, 4 – Мургабский); 7 – сдвиги (цифры в кружках: 5 – Акташский, 6 – Гумбезкольский); 8 – прочие разрывные нарушения; 9 – предполагаемые трассы региональных разломов, перекрытых четвертичными отложениями; 10 – тектонические окна; 11 – останцы тектонических покровов; 12 – стратиграфические и интрузивные контакты; 13, 14 – гранитоиды: 13 – позднетриасовые, 14 – меловые; 15 – некк палеогенового вулкана, выполненный флюидалными лавами и эруптивными брекчиями кварцевых порфиров; 16 – четвертичные отложения; 17 – оси прямых и наклонных антиклиналей (а) и синклиналей (б), опрокинутые структуры отмечены стрелками; 18 – наклонные (а) и опрокинутые (б) залегания пластов. А–Б и В–Г – линии разрезов, изображенных на рис. 5

нях кеньмукурской свиты, ранне- и позднеиндских конодонт в кремнях ишикджилгинской свиты, кораллов конца среднего – начала позднего триаса в известняках чукуртекинской свиты, раннекарнийских кораллов в блоках известняков среди базальтов гумбезкольской серии, палеозойских и мезозойских криноидей в олистолитах и олистоплаках известняков ечкитушарской свиты, а также меловых спор в сланцах бакабашской свиты [9–11, 18, 26, 38, см. также ниже по тексту].

Возрастная индексация, принятая для стратиграфических подразделений Восточно-Пшартской зоны, согласуется в целом с предложенной ранее [9, 10, 13, 18, 26, 38]. Единственным существенным отличием ее является иной, чем прежде (J), временной интервал, указанный для отложений ечкитушарской свиты ($T_3n?$). Отнести эти отложения к юре не позволяет корреляция разрезов Пшартского хребта с разрезами смежных регионов Центрального и Юго-Восточного Памира (см. рис. 2). Эта корреляция определенно свидетельствует, что отложения ечкитушарской свиты могут быть сопоставлены только с обломочно-олистостромовыми толщами верхнего нория Юго-Восточного Памира. С юрскими отложениями Центрального и Юго-Восточного Памира ничего общего они не имеют. В этой связи для отложений ечкитушарской свиты предварительно принят позднеюрский возраст.

Мадиянская зона. В наслоениях зоны участвуют отложения трех прерывисто пластующихся толщ (снизу вверх – ничкеджилгинской, муздубулакской, ниязекской (см. рис. 2, колонка V), из которых две нижние, построенные песчано-сланцевыми отложениями с подчиненными прослоями известняков, гравелитов, конгломератов, диабазов и кремней (340–360 м), наслаиваются согласно и имеют, судя по находкам кораллов [27], средне-позднетриасовый возраст (T_{2-3}). Верхняя толща, сложенная меланобазальтами, их туфами, слюдисто-амфиболовыми ортосланцами с редкими прослоями мраморизованных известняков (240 м), стратиграфических контактов с нижними не имеет. Предположительно эта толща также относится к среднему–верхнему триасу ($T_{2-3}?$), так как несогласно подстилает юрские известняки [19].

Дункельдыкский блок. Разрезы северного и южного типов, описанные В.И. Дроновым в Дункельдыкском блоке [9, 12, 13], уверенно коррелируются с разрезами Западно-Пшартской и Восточно-Пшартской зон, но являются стратиграфически менее полными. В частности, северную, или Западно-Пшартскую, зону представляют отложения только двух свит – чоттукойской и бельской. Первая сложена слюдистыми сланцами с прослоями кремней, metabазальтов и мраморов (2500 м), вторая – сланцами (100 м), мраморами

(50 м) и metabазальтами (20 м). Органических остатков эти породы не содержат и к карбону–нижней перми отнесены условно.

— В южной, или Восточно-Пшартской, зоне низы разреза образуют песчаники с прослоями сланцев и кремней килилской, или карабелеской, по В.И. Дронову, свиты (2000 м). Выше располагаются кремни с пермскими конодонтами (50 м), перекристаллизованные известняки (6 м) и базальты (8–9 м) кеньмукурской свиты, перекрытые кремнями с конодонтами индского яруса нижнего триаса (30–50 м), глинистыми сланцами (20–50 м), основными туфами и туфоконгломератами (50 м) ишикджилгинской и чукуртекинской свит. Завершают разрез вулканогенно-осадочные породы, представленные внизу лавами и лавобрекчиями базальтов, прослоями и линзами известняковых конгломератов и известняков (600–700 м) и залегающими выше согласно песчано-сланцевыми отложениями с покровом измененных базальтов в средней части разреза и прослоями конгломератов вверху (600–900 м). Эти две завершающие разрез толщи вполне сопоставимы с верхнетриасовыми отложениями нижней и средней частей разреза гумбезкольской серии (см. рис. 2, колонка IV). Вышележащие вулканогенные породы верхов гумбезкольской серии, а также отложения ечкитушарской и бакабашской свит в Дункельдыкском блоке не обнаружены.

Ватасайфская, Марджанайская, Аличурская и Ташджилгинская зоны. Свиты горных пород, известные в этих зонах [6–8, 16, 17], можно, по мнению авторов, расположить в следующей единой восходящей последовательности (см. рис. 2, колонка IV). В низах разреза размещаются отложения трех стратиграфически эквивалентных свит (яндарской, уруджилгаташской, паттатайской), представленных кварцево-слюдистыми сланцами, метаалевролитами и метапесчаниками с прослоями metabазальтов, базальтовых метатуфов, кремней и мраморизованных известняков (около 1000 м). Выше согласно залегают дорадекские и каттамарджанайские вулканогенно-карбонатные брекчии с горизонтами пестрых сланцев, кремней и известняков (170–190 м), сменяющиеся кульджилгинскими и чатырташскими миндалекаменными базальтами, их лавовыми брекчиями и туфами с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, реже кремней и известняков (800 м). Выше располагаются южнокенкольские мраморизованные известняки (150–200 м). На правом склоне сая Чангиль (верхний левый приток р. Карадемур¹) они согласно перекрывают базальты и плавно переходят кверху в порфиробластические сланцы карадунгской свиты, содержащие биотит,

¹ Схема распространения указанных здесь и далее свит приведена нами в опубликованной ранее работе [23], учитывающей первичные публикации В.И. Дронова [7, 8, 16 и др.].

ставролит, андалузит, гранат и кордиерит (300–500 м). Кристаллические сланцы наиболее полно представлены в долине р. Карадара (истоки р. Каттамарджанай). В кровле описанная последовательность увенчана залегающими несогласно зурчерцекскими, акширякскими, тащджилгинскими и кальтатурскими известняковыми конгломератами, алевролитами и песчаниками (500 м). На востоке в горах Карадунг среди эти пород содержатся прослой красных яшм, риолитовых туфов, а также олистолиты и олистоплаки известняков. Здесь же имеются отдельные выходы плагиоориолитов, риодацитов, их туфов и туфобрекчий ирикякской и мурзабекской свит (300–400 м). Стратиграфическое положение этих пород не установлено, известно, однако, что они встречаются в конгломератах тащджилгинской свиты и имеют дюорский, возможно, триасовый возраст [14].

Принадлежность отложений других указанных выше свит к триасу бесспорна. Нижняя урусджилгаташская свита включает окатанные обломки ниже- и верхнепермских известняков [20, 21]. В средней каттамарджанайской свите содержатся обильные окаменелости верхов ладинского и низов карнийского ярусов [8, 27]. В конгломератах верхней зурчерцекской свиты встречаются гальки известняков с остатками среднепозднетриасовых *Daonella? sp. ind.* (находки Н.В. Ионина). Наконец, в тащджилгинской свите присутствуют олистолиты известняков с карнийскими кораллами [7, 27].

Завершают приведенную стратиграфическую последовательность нижнеюрские (в основании геттангские) красноцветные конгломераты, песчаники и известняки, перекрывающие различные горизонты подстилающих пород с размывом и резким угловым несогласием.

На основании приведенных данных раннекиммерийский бассейн седиментации Южного Памира можно уверенно расчленить на две области [9, 11, 12] – внешнюю северную (Рушанская, Западно-Пшартская зоны и северная часть Дункельдыкского блока), где происходило осаждение преимущественно карбонатно-обломочных пород, и внутреннюю южную, где существенную роль при формировании раннекиммерийского комплекса играли подводные излияния базальтов.

3. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ

Современная структура Южного Памира сформировалась в процессе длительной структурной эволюции. Решающую роль в ее развитии имели индосинийские движения. Они привели к скучиванию параавтохтонных масс, гранитоидному магматизму [22] и тектоническому совмещению аллохтонного структурного комплекса с па-

раавтохтонным. Последующие тектонические перемещения позднекиммерийского и раннепозднеальпийского этапов развития внесли в структуру Южного Памира ряд кардинальных перемен [3, 23, 29, 34]. Они существенно переработали раннекиммерийские структуры и местами нацело уничтожили следы предшествующих индосинийских движений.

Альпийская структура ранних киммерид исследована на юге Памира крайне неравномерно. Наиболее полно в структурном отношении изучен аллохтонный структурный комплекс [2], в то время как основные структурные особенности параавтохтона практически не исследованы и поэтому нуждаются хотя бы в кратком предварительном рассмотрении.

Рушанская зона размещается на северном склоне Рушанского хребта между дугообразным Рушанским на северо-западе и более прямолинейным Штамским на юго-востоке разломами [5, 23 и др.]. Юго-западную часть зоны слагают, главным образом, вытянутые по удлинению массивы поздне триасовых и меловых гранитоидов [2, 27] (см. рис. 3). На северо-востоке зоны преимущественным распространением пользуются толщи вулканогенно-осадочных пород, прорванные единичными гранитоидными штоками. В структурном отношении эта часть зоны неоднородна. В ее окраинной части вдоль зоны Рушанского надвига выделяется узкая полоса крупных тектонических чешуй, наклоненных к северо-западу. Эти чешуи сложены отложениям раумидской, шувдаринской и парджавандаринской свит, а также инъецирующими их гранитоидами. На юго-востоке к этой полосе примыкает более широкая область, построенная сланцами раумидской и известняками шувдаринской свит. Структурный облик этой полосы определяют линейные складки, вытянутые в северо-восточном направлении. Замки многих из них прекрасно сохранились в среднем и верхнем течении р. Раумидара (левый приток р. Бартанг).

Ватасанфский блок простирается между Сарезским озером и долиной р. Аличур (см. рис. 1). В пределах блока структурный комплекс параавтохтона перекрыт интенсивно смятым и тектонически расслоенным неавтохтонным юрским платформенным чехлом [23]. На его присутствие под покровом юрских отложений указывают только клинья триасовых вулканогенно-осадочных пород, установленных в долине р. Каттамарджанай. Из разрывных нарушений, ограничивающих блок, особого упоминания заслуживает южный Гунтский разлом, представляющий собой структурно выраженный отрезок весьма протяженной Лянгар-Акджилгинской линейной зоны [34]. Эта зона, установленная при дешифрировании космических фотоснимков, пересекает

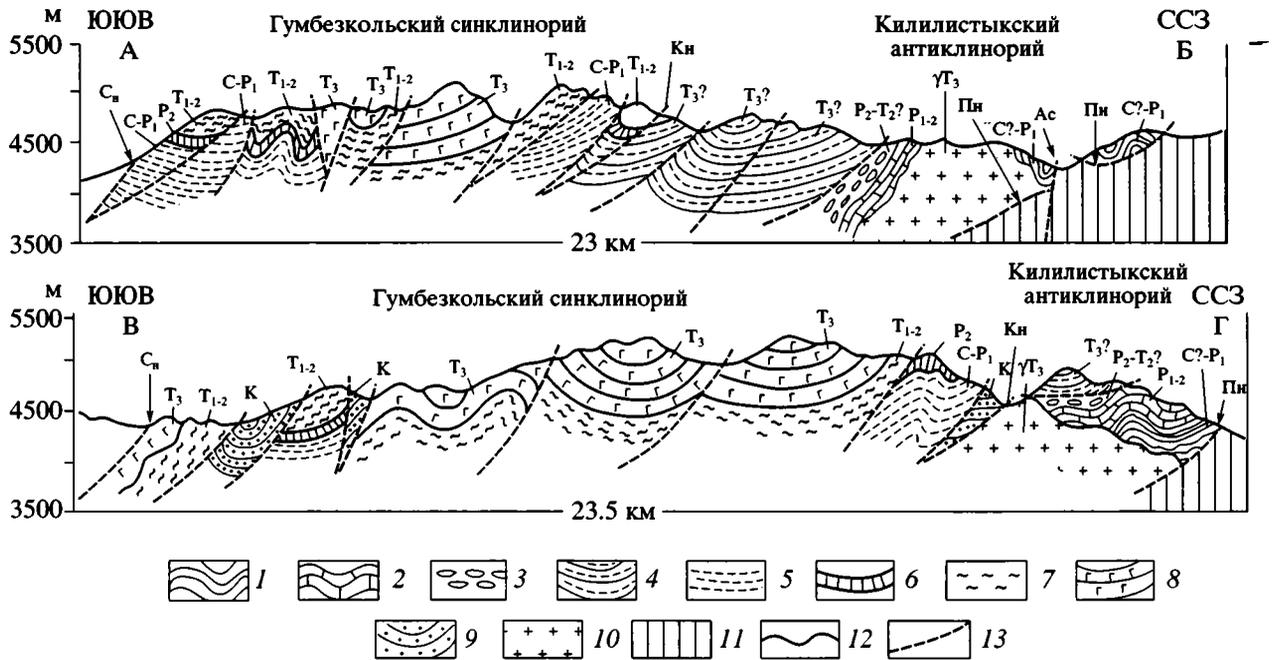


Рис. 5. Геологические разрезы через центральную часть Пшартского хребта. Местоположение разрезов показано на рис. 4

1–4 – отложения Западно-Пшартской зоны: 1 – чоттукойской ($C^? - P_1$), 2 – бельской (P_{1-2}), 3 – джарской ($P_2 - T_2^?$), 4 – караистыкской ($T_3^?$) серий или свит; 5–9 – отложения Восточно-Пшартской зоны: 5 – килилской или карабелеской ($C - P_1$), 6 – кеньмукурской (P_2), 7 – ишикджилгинской и чукурутекской (T_{1-2}), 8 – гумбезкольской (T_3), 9 – бакабашской (К) серий или свит; 10 – поздне триасовые гранитоиды; 11 – нерасчлененные отложения Центрального Памира; 12 – стратиграфические и интрузивные контакты; 13 – разрывные нарушения, в том числе: Пн – Пшартский, Кн – Караджилгинский, Сн – Северо-Мургабский надвиги, Ас – Акташский сдвиг

складчатые сооружения Юго-Западного, Юго-Восточного, Центрального и Северного Памира. В Пшартском хребте на ее северо-восточном продолжении находится Гумбезкольский сдвиг, смещающий влево структуры Восточно-Пшартской зоны (см. ниже).

Западно-Пшартская зона занимает западную часть Пшартского хребта, располагаясь на его северных склонах. На севере она ограничена Пшартским, на юге – Караджилгинским надвигами (см. рис. 4). Северную часть зоны занимает Килилистский антиклинорий, плавно погружающийся к востоку. Ядро антиклинория слагают поздне триасовые граниты, на крыльях размещаются каменноугольно-пермские (отчасти, возможно, триасовые) отложения. Южнее наблюдается система тектонических мегачешуй, построенных песчаниками и сланцами $T_3^?$ В контакте с гранитами каменноугольно-пермские отложения собраны в сильно сжатые линейные складки, имеющие характерные признаки инъективных структур. В провисшей кровле гранитного массива преобладают брахиформные дислокации. В системе южных мегачешуй, отделенных от Килилистского антиклинория пологой зоной Джарджилгинского надвига, породы $T_3^?$ имеют преимущественно

моноклинальное залегание и погружаются на юг под углом $30-60^\circ$.

При движении на восток ширина Западно-Пшартской зоны сокращается с 6.5 до 0.5 км. Одновременно Пшартский надвиг, прерванный правым сдвигом у перевала Ак-Таш, переходит в шарьяж (этот сдвиг уверенно трассируется на местности через моренные накопления в верховьях р. Восточный Пшарт и аллювиальные отложения высокой террасы в истоках р. Западный Пшарт). В его фронтальной части появляются останцы тектонических покровов (клиппы), наиболее крупным из которых является Акташский, расположенный севернее перевала Ак-Таш (рис. 5, см. рис. 4). Сложен он сланцами чоттукойской свиты ($C^? - P_1$) и катаклазированными гранитами, залегающими на меловых отложениях Центрального Памира.

Сокращение ширины Западно-Пшартской зоны в долине р. Восточный Пшарт является следствием тектонического перекрытия ее аллохтонными массивами Восточно-Пшартской зоны. Основанием для такого заключения служат следующие геофизические данные. В среднем течении рек Гумбезкол и Кара-Джилга расположен обширный участок разуплотненных пород, ин-

терперируемый как не вскрытый эрозией массив позднетриасовых гранитов. Восточнее в низовьях рек Кень-Джилга, Ак-Джилга и сая Бакабаш прослеживается полоса повышенных значений гравитационного поля, обусловленная, вероятно, погребенными базальтами джарской свиты. Наконец, в долине р. Восточный Пшарт, южнее фронтальной части пшартского шарьяжа, наблюдается прерывистая цепочка положительных гравитационных и магнитных аномалий, совпадающая, скорее всего, с расположенными вблизи дневной поверхности протрузивными внедрениями альпинотипных гипербазитов.

Восточно-Пшартская зона расположена в восточной части Пшартского хребта на его северном и южном склонах. Фрагментарно она представлена в основании южного склона Музкольского хребта (см. рис. 4) и восточнее в горной гряде на правом берегу р. Аксу. Генеральной структурой Восточно-Пшартской зоны, ограниченной Караджилгинским и Северо-Мургабским надвигами, является Гумбезкольский синклиорий, погружающийся к востоку. Северное крыло и западное центриклинальное замыкание синклиория образуют каменноугольно-пермские отложения. Ядро выполняют триасовые и меловые породы. В целом синклиорий имеет чешуйчатое строение. Структуру его определяют ниспадающий к северу каскад тектонических пластин и пучки сжатых линейных складок, вытянутых широтно либо несколько развернутых в восток-северо-восточном направлении. Лишь в области западного центриклинального замыкания эти складки обнаруживают субмеридиональное расположение осей. Наиболее эффективные группы складок прослежены в восточной части Пшартского хребта, мульды этих складок выполнены меловыми отложениями, ядра антиклиналей построены породами верхнего нория ($T_3n?$).

На юге зоны складки и разломы торцово сочленяются с пограничным Северо-Мургабским надвигом.

При движении на восток амплитуда перемещения по надвигам Восточно-Пшартской зоны резко возрастает, вследствие чего ширина зоны многократно сокращается (см. рис. 4). При этом пограничный Караджилгинский надвиг, подобно Пшартскому, трансформируется в шарьяж. В его фронтальной части появляются клиппы меловых песчаников, триасовых базальтов, гранитов и габбро.

Плоскости пограничных и внутризональных надвигов зоны, как отмечалось, практически повсеместно наклонены к югу. Некоторые из них подчеркнуты выдавленными пластинами пироксенитов, перидотитов и габбро.

Следует особо подчеркнуть, что в чешуйчатых структурах Восточно-Пшартской зоны, наравне с

вулканогенно-осадочными породами, участвуют меловые гранитоиды, имеющие ограниченное (несколько сот метров) распространение на глубину. Локальные гравитационные и магнитные аномалии, наблюдаемые на правом склоне оврага Кульчак, позволяют считать, что под бескорневой, смещенной на север гранитной пластиной располагаются протрузивные линзы альпинотипных гипербазитов. Другая не вскрытая эрозией линза основных-ультрасосновных пород размещается в зоне Гумбезкольского сдвига (см. рис. 4). К этой же зоне тяготеет жерло палеогенового вулкана. Еще одна крупная вулканическая жерловина и несколько побочных неков, заполненных брекчиями взламывания базальтов, отмечены в верховьях р. Кара-Джилга. В магнитном поле эти центры позднетриасового базальтоидного вулканизма выражены отрицательными аномалиями. Заполняющие их эруптивные брекчии имеют на глубине обратный по отношению к современному вектор остаточного намагничивания.

Мадиянская зона протягивается по южному склону Пшартского хребта между Мургабским и Северо-Мургабским надвигами (см. рис. 4). Основное пространство зоны занято меловыми гранитами. Массивы этих пород, подобно батолитам Восточно-Пшартской зоны, оторваны от глубинных корней и значительно смещены в северном направлении. На их горизонтальное перемещение определенно указывают не только повсеместно опрокинутые залегания пластов, но и пологие южные наклоны поверхностей сместителей пограничных надвигов, подчеркнутые тектоническим окном в междуречье Ничке-Джилга – Музду-Булак.

Дункельдыкский блок имеет форму расширяющегося на восток клина, зажатого между Пшартским на севере и Дункельдыкским на юге разломами [5]. В пределах клина легко распознаются фрагменты двух рассмотренных выше зон Пшартского хребта – Западно-Пшартской и Восточно-Пшартской. Первая представлена ущербно в зоне Пшартского надвига у слияния р. Агаджан-Джилга с р. Чичиндыр, где выражена тектонически расслоенной полосой сланцев чоттукойской и мраморов бельской свит, интродуцированных позднетриасовыми гранитоидами (рис. 6). Вторая расположена южнее в долинах рек Агаджан-Джилга, Кара-Джилга и в верховьях р. Балгын, где представлена отдельными выходами килилской (карабалгынской), кеньмукурской, ишикджилгинской, чукурутекской и гумбезкольской свит среди обширных полей меловых и палеогеновых гранитоидов [2, 27].

Наиболее примечательной структурной особенностью Дункельдыкского блока является серия секущих широтных разломов, выявленных в долинах рек Кара-Джилга и Агаджан-Джилга, а

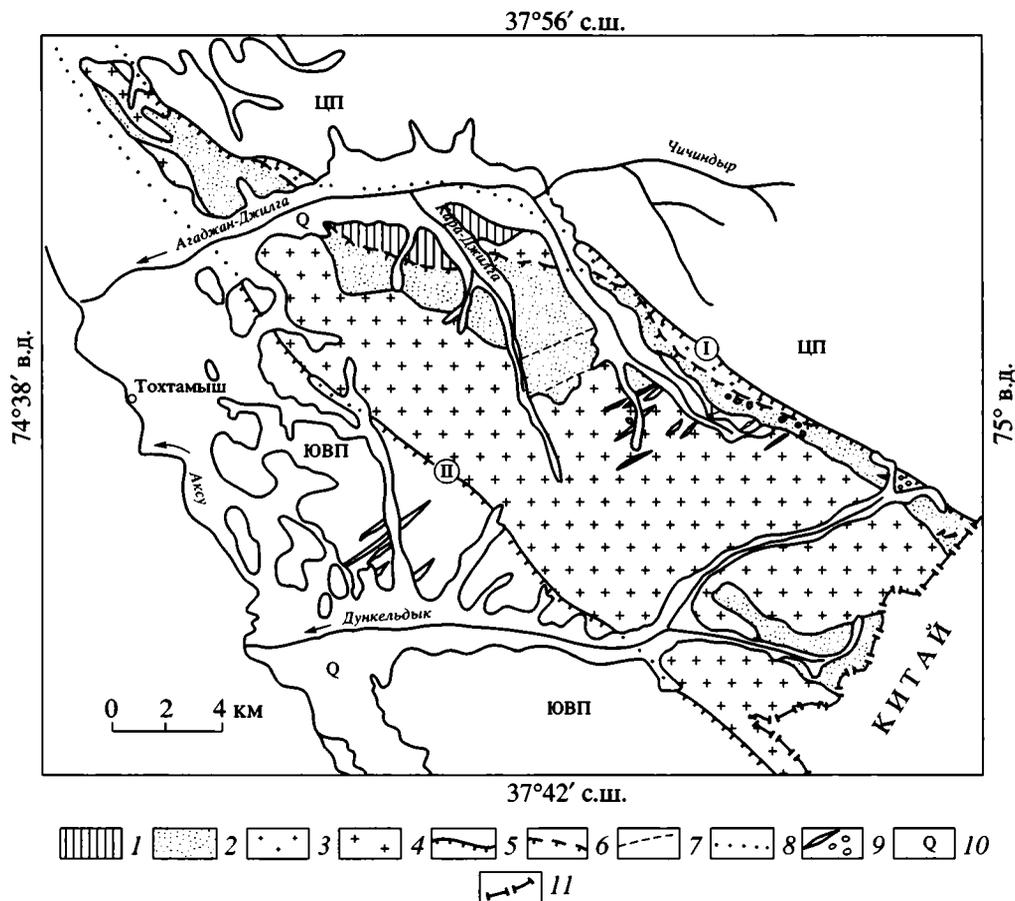


Рис. 6. Схема размещения отложений Западно-Пшартской и Восточно-Пшартской зон в пределах Дункельдыкского блока (по В.И. Дронову с дополнениями)

1 – каменноугольно-пермские отложения Западно-Пшартской и 2 – каменноугольно-триасовые отложения Восточно-Пшартской зон; 3, 4 – гранитоиды: 3 – позднеэриасовые, 4 – меловые и палеогеновые; 5 – пограничные разломы: I – Пшартский, II – Дункельдыкский; 6 – межзональный разлом; 7 – прочие разрывные нарушения; 8 – разломы, перекрытые четвертичными отложениями; 9 – дайки и неки щелочных пород; 10 – четвертичные отложения; 11 – государственная граница Таджикистана; ЦП – Центральный и ЮВП – Юго-Восточный Памир

также широтный пояс даек и трубок взрыва щелочных пород, прослеженный в верховьях р. Дункельдык [27].

Марджанайская, Аличурская и Ташджилгинская зоны намечены В.И. Дроновым [11] в долине р. Аличур. Условность выделения этих зон очевидна, поскольку каждая из них представляет не более чем компактную группу выходов преимущественно триасовых пород с однотипным набором осадочных и вулканогенных формаций (см. выше). Пространственно эти выходы разобщены широкими речными долинами или обширными полями позднеэриасовых и более молодых гранитоидов [2]. Часть из них выступает на дневной поверхности в эрозионных окнах из-под покрова аллохтонных и неоавтохтонных образований (см. рис. 1). В этих условиях выяснение структурных особенностей параавтохтонного комплекса крайне затруднено. На основании полученных данных

[23, 26, 30] можно лишь полагать, что структурное основание указанных зон образуют либо раздробленный сиалический фундамент, либо, что менее вероятно, субокеаническая кора. В пользу первого предположения свидетельствуют ксенолиты гранулитов, эклогитов и дистеновых гнейсов, отмеченные в дайках и трубках взрывов щелочных пород в верховьях р. Дункельдык (см. выше), в пользу второго – фрагменты нижнего слоя субокеанической коры, выраженные тектонизированными гипербазитами, габбро, диоритами и плагиогранитами в долине р. Аличур [2, 27 и др.].

4. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЮЖНОГО ПАМИРА

Приведенные материалы и полученные ранее сведения по стратиграфии и структурным особенностям позднепалеозойских и мезозойских комплексов Юго-Восточного, Центрально-

го и Северного Памира (рис. 2) позволяют отметить последовательность тектонических событий, происходивших в раннекиммерийский этап развития.

В начале карбона на северной континентальной окраине Гондванской плиты заложился прогиб, в котором происходило накопление преимущественно обломочных пород. На границе карбона и перми в этом прогибе проявились орогенические движения, отмеченные структурным несогласием в основании пермских известняков (Центральный Памир), поверхностями размыва и горизонтами валунно-глыбовых конгломератов (Юго-Восточный Памир). В ранней перми, после кратковременных и, вероятно, не повсеместных осушений, прогибания возобновились. Они привели к накоплению обломочных пород на юге (см. рис. 2, колонки I–III, VI, VII) и преимущественно карбонатных на севере (см. рис. 2, колонки IX, X). В начале поздней перми процессы прогибания дна морского бассейна, вызванные растяжением коры, усилились, на что определенно указывают чрезвычайно малые мощности (местами первые десятки метров) пелагических известняков и кремней, широко представленных в разрезах верхней перми Юго-Восточного Памира (см. рис. 2, колонка III). В это же время проявились первые расколы континентальной коры, вызвавшие локальные излияния пермских базальтов (см. рис. 2, колонки II, VI–VIII).

В конце перми в результате конвергенции Евразийской и Гондванской континентальных плит океанический бассейн Палеотетиса замкнулся [30]. Обширные пространства на юге Евразийского континента оказались осушенными (см. рис. 2, колонка XI). Одновременно тыловой бассейн, омывающий северную периферию Гондваны, начал расширяться. В центральной и южной частях этого бассейна пермская седиментация без существенных перерывов уступила место триасовой (см. рис. 2, колонки I–III, VI, VII). Карбонатный шельф, примыкающий на юге к Евразийскому континенту (сейчас Центральный Памир), в конце перми испытал кратковременное воздымание (см. рис. 2, колонки IX, X), в результате чего на его поверхности сформировались коры выветривания и бокситоносные латериты [27].

В раннем–среднем триасе процессы утонения сиалической коры и постепенного углубления морского бассейна резко возросли, о чем неопровержимо свидетельствуют глубоководные фации кремнистых сланцев (с радиоляриями и конодонтами), получившие региональное распространение (см. рис. 2, колонки III, VI). Местами растяжение и утонение коры привело к ее разрыву, проявлению щелочно-базальтоидного вулканизма (см. рис. 2, колонки VI, VII).

На севере карбонатный периодически воздымающийся шельф, примыкающий к Евразийскому континенту, сохранил свои прежние черты (см. рис. 2, колонки IX, X). Обрамлявшие его эпигерцинские поднятия в раннем–среднем триасе начали разрушаться. Продукты их разрушения, выраженные толщами валунных конгломератов, перекрыли в межгорных впадинах комплекс позднегерцинских красноцветных вулканогенно-обломочных моласс [25]. В ряде мест продукты размыва позднегерцинских поднятий распространились на юг и достигли шельфовой области Центрального Памира, на что указывают толщи конгломератов, издавна известные в разрезах нижне-го–среднего триаса в долине р. Бартанг [23].

В позднем триасе обстановка осадконакопления резко изменилась. Растяжение континентальной коры в центральной части субокеанического бассейна достигло критического предела, что привело к масштабным разрывам, вскрытию меланократового основания [2] и мощному проявлению как подводного (лавы), так и надводного (туфы) базальтоидного вулканизма. Центральная часть Мезотетиса в это время напоминала Атлантический океан (рис. 7). В его центре размещался подводный, местами выступавший над уровнем моря срединно-океанический хребет. Периокеанические структуры, отмеченные глубоководными турбидитами, имели вид континентальных склонов. В этих структурах сланцево-полимиктовые флишоидные серии позднего триаса сменили по простиранию базальты (см. рис. 2, 7). Переход континентальных склонов к шельфовым областям маркируют крупные массивы барьерных рифов, прослеженные в разрезах верхнего триаса как Юго-Восточного, так и Центрального Памира [27].

Активное раскрытие субокеанических структур Мезотетиса на юге совпало по времени с возникновением на Северном Памире, в Гиндукуше, Банди-Туркестане и Парапамизе вулканической островной дуги [32, 33]. Зарождение этой дуги реально может быть связано только с появлением субдукционной зоны и погружением новообразованной коры Мезотетиса на север под евразийские сиалические блоки.

В тылу островной дуги существовали опресненные эпиконтинентальные бассейны с лимническим и паралическим осадконакоплением (см. рис. 2, колонка XI). Это косвенно подтверждается тем, что пермские и триасовые базальты Южного Памира по петрогеохимическим данным относятся, скорее всего, не к проявлениям нормального вулканизма типа срединно-океанических хребтов, а к континентальным внутриплитным типам, так как: 1) имеют повышенную калиевую щелочность и высокую титанистость, 2) напоминают рифтогенные образования мозамбикского и

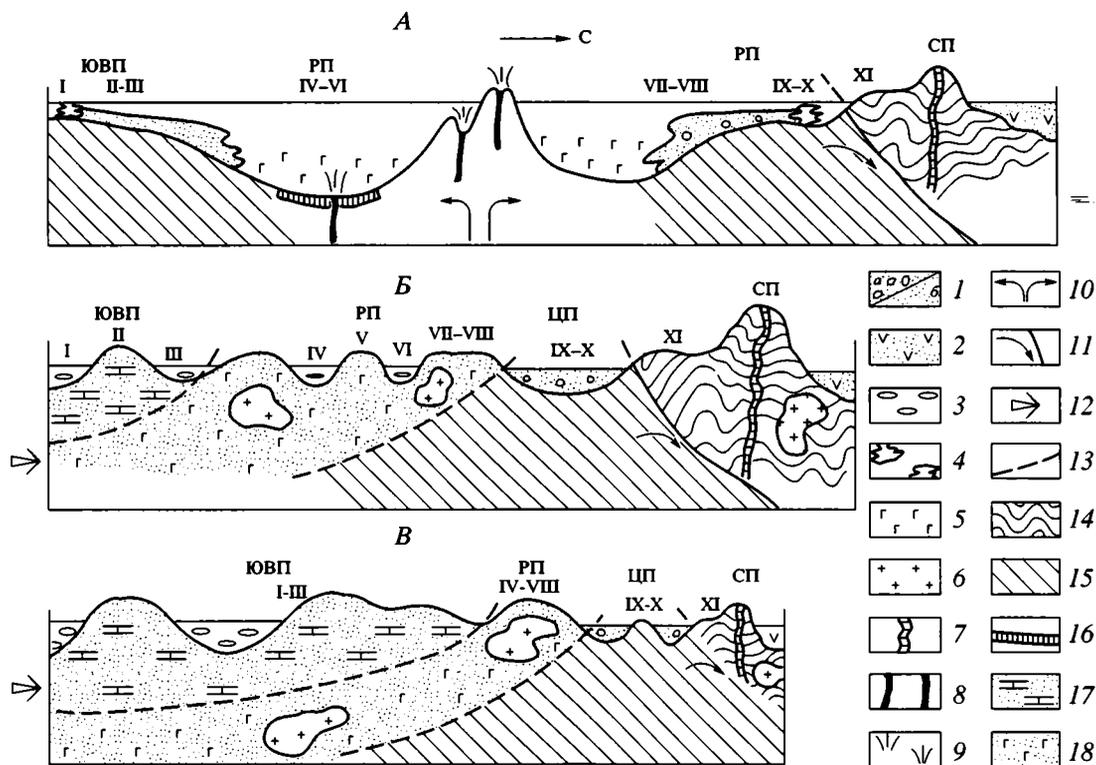


Рис. 7. Гипотетическая реконструкция структур Мезотетиса на меридиане Памира в поздне триасовые этапы развития: А – этап растяжения, Б и В – этапы сжатия

1–4 – седиментационные комплексы: 1 – преимущественно обломочные континентальных склонов, с крупногалечными конгломератами в разрезе (а) и без них (б), 2 – вулканогенные угленосные тыловых бассейнов островной дуги, 3 – обломочно-олистоострововые молассовые, 4 – барьерных рифов; 5 – продукты подводного щелочно-базальтоидного вулканизма; 6 – орогенные (коллизийные) гранитоиды; 7 – центры островодужного (окарино-материкового) дацит-липаритового, андезитового и базальтового вулканизма; 8 – зоны растяжения (рифтинга) континентальной плиты; 9 – центры внутририфтового щелочно-базальтоидного вулканизма; 10 – направление рифтинга континентальных блоков; 11 – зона субдукции; 12 – направление натиска континентальной плиты; 13 – региональные надвиги (шарьяжи); 14 – континентальная кора домезозойской консолидации, возникшая на месте океанических структур Палеотетиса; 15 – комплексы отложений, сформировавшиеся в предшествующие этапы развития; 16 – новообразованная океаническая кора; 17 – аллохтонный каменноугольно-триасовый комплекс осадочных пород шельфа и континентального склона; 18 – субавтохтонный каменноугольно-триасовый комплекс вулканогенно-осадочных пород океанического подножья. ЮВП, РП, ЦП, СП – Юго-Восточный, Рушанско-Пшартский, Центральный и Северный Памир. Римские цифры указывают на местоположение в морском бассейне комплексов вулканогенных и осадочных пород, стратиграфические разрезы которых приведены на рис. 2. Вертикальный и горизонтальный масштабы на профилях произвольные

рейнского типов, 3) связаны скорее с рассеянным внутриплитным спредингом (и поэтому имеют незначительную мощность, особенно это касается пермских вулканитов), чем с настоящими эвгосинклинальными структурами и инициальным магматизмом, т.е. с классическими офиолитовыми комплексами. Связанные с этим временем габбро–гранитоидные комплексы тоже не являются типичными габбро–плагиогранитными, а обладают повышенной щелочностью, т.е. место габбро в них занимают эссекситы, а место плагиогранитов – сиениты [2, 15 и др.]. Даже если допустить, что вулканиты имеют океаническое происхождение, их высокая калиевая щелочность заставляет предполагать заметное участие в формировании базальтоидов глубинных мантий-

ных или плюмовых источников, при этом возможны как флогопит-, так и лейцит-нормативный варианты, но более приемлем первый, так как ведет к появлению специфических базальтоидов (бекинкиниты и др.), свойственных рифтогенным обстановкам [2, 12, 13, 15 и др.].

В конце норийского века южнее океанических структур Мезотетиса раскрылись океанические структуры Неотетиса [30]. В связи с этим палеоокеанический бассейн Мезотетиса замкнулся. Охватившие его индосинийские движения привели к тектоническому сучиванию, внедрению крупных масс поздне триасовых гранитоидов [22] и накоплению в депрессионных зонах обломочно-олистоострововых моласс (см. рис. 2, колонки I, III, IV, VI, рис. 7). В заключительный этап разви-

тия каменноугольно-триасовый комплекс осадочных пород шельфа и континентального склона северной периферии Гондваны был шарьирован на разновозрастные вулканогенно-осадочные образования океанического подножья [23] (см. рис. 7).

Корневой зоной раннекиммерийских покровов Южного Памира можно предварительно считать шовную зону Кунар-Ташкупрук (см. рис. 1), в которой присутствуют отложения, свойственные Центральному Памиру. На юго-западе она плавно сочленяется с зоной Кабул, в которой разрез также подобен Центральному Памиру: там на метаморфическом цоколе (сланцы, мраморы, гнейсы и обширные выходы метабазитов) несогласно залегают менее метаморфизованная сланцевая серия, очень похожая на сарезскую свиту, и пермские отложения серии Хингиль с тем же комплексом фузулинид, что и в Центральном Памире. Все это не оставляет сомнения в том, что метаморфические толщи Кабула соответствуют кударинским толщам Центрального Памира [24], а калакташская свита последнего коррелируется с пермскими отложениями серии Хингиль Кабульского блока. Другими словами, корни покровов Центрального Памира находятся в зоне Кунар-Ташкупрук. Следовательно, корни покровов Юго-Восточного Памира следует искать в более восточных областях Гиндукуш-Каракорумской дуги, а не на территории Юго-Западного Афганистана в зоне Фарахруд, как иногда предполагают [32, 33]. Возможно, фрагментами покровов, идентичных покровам Рушанско-Пшартского Памира, следует считать меланжированные серпентиниты и другие ультрабазиты и габброиды, установленные в окрестностях Кабула, где они слагают ряд останцов крупного тектонического покрова. К югу от зоны Кунар-Ташкупрук в Северном Каракоруме отложения, напоминающие по составу каменноугольно-триасовые породы аллохтонного структурного комплекса Юго-Восточного Памира, пока не обнаружены [30]. Здесь М. Гаэтани [36] восточнее перевала Барогил прослежена полоса пермских отложений, несогласно залегающих на девоне. Эти отложения не коррелируются с пермью аллохтонного структурного комплекса Юго-Восточного Памира. В любом случае амплитуда горизонтального перемещения аллохтонных масс превысила, вероятно, 150 км.

В конце триаса море сохранилось только на территории Центрального Памира, где индосинийские движения привели к возникновению отдельных поднятий и формированию мощных шлейфов морского пролювия [3, 29, 34]. В других районах Центрального Памира триасовое осадконакопление плавно сменилось юрским. В начале юры морской бассейн расширился. Юрское море трансгрессировало на юг и затопило приле-

гающую территорию Юго-Восточного Памира. Осадочные породы этого бассейна, представленные преимущественно известняками и мергелями, перекрыли (запечатали) доюрские тектонические покровы и образовали неоавтохтон, который отчетливо дешифрируется на космических снимках [23, 34].

Предложенная модель палеотектонического развития Южного Памира в индосинийский (раннекиммерийский) этап развития, возможно, далека от совершенства. Она базируется на еще недостаточно полном изучении реликтов океанических структур в этом регионе и в будущем может быть существенно уточнена и дополнена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов Т.П. Геодинамика и сейсмоструктура зон сочленения Памира с Тянь-Шанем и Малого Кавказа с Большим: Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. М.: Ин-т сейсмологии РАН, 1997. 63 с.
2. Буданов В. И. Эндогенные формации Памира. Душанбе: Дониш, 1993. 300 с.
3. Буданов В.И., Пашков Б.Р. Тектонические покровы коллизионного орогена (на примере геологических комплексов южного склона Музкольского хребта, Центральный Памир) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 11. С. 1511–1527.
4. Буртман В. С. Соотношение Памира и Тянь-Шаня в мелу и кайнозойе // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 144–178. (Тр. ГИН. Вып. 511).
5. Дронов В. И. Рушанский комплекс // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Управление геологии и охраны недр при Совете Министров Таджикской ССР, 1963. Вып. 1. С. 38–52.
6. Дронов В.И. Структурная позиция и возраст зурчерцекской и акширякской (P₁?) свит на Юго-Восточном Памире // Докл. АН ТаджССР. 1985. Т. 28. № 10. С. 584–588.
7. Дронов В.И. Стратиграфия доюрских (P–T) вулканогенно-осадочных толщ в бассейнах рек Башгумбез, Ирикяк, Седек, Ташджилга (Юго-Восточный Памир) // Докл. АН ТаджССР. 1986. Т. 29. № 9. С. 549–552.
8. Дронов В.И. Вулканогенный тип триасовых отложений Юго-Восточного Памира (бассейн реки Каттамарджанай) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 2. С. 437–439.
9. Дронов В.И. Стратиграфия карбона–триаса восточной части Рушанско-Пшартского Памира // Докл. АН ТаджССР. 1990. Т. 33. № 11. С. 759–762.
10. Дронов В.И. Доверхнеладинские вулканогенно-осадочные отложения бассейна р. Гумбезкол (Рушанско-Пшартский Памир, р. Восточный Пшарт) // Новые материалы по геологии Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1991. С. 14–18.
11. Дронов В. И. Стратиграфия, конседиментационная зональность и основные этапы геологического

- развития Юго-Восточного и Рушан-Пшартского Памира в мезозое и раннем кайнозое. Дис.. д-ра. геол.-мин. наук. Душанбе: ИГ АН Респ. Таджикистан, 1994. 69 с.
12. Дронов В.И., Буданов В.И. Пермские вулканиты восточной части Рушан-Пшартского Памира // Докл. АН ТаджССР. 1990. Т. 34. № 4. С. 253–256.
 13. Дронов В.И., Буданов В.И. Триасовые вулканогенные породы восточной части Рушанско-Пшартского Памира // Докл. АН ТаджССР. 1991. Т. 34. № 5. С. 304–307.
 14. Дронов В. И., Буданов В. И. Геологическая позиция и состав николаевских конгломератов (Юго-Восточный Памир, Ташджилгинская подзона) // Изв. АН Респ. Таджикистан. Отд. наук о Земле. 1992. № 3–4. С. 25–34.
 15. Дронов В. И., Буданов В. И. Эссексит-сиенитовая ассоциация – субщелочной эквивалент габбро-плагиогранитных серий (на примере обнажения “Черная горка” в Рушан-Пшартском Памире) // Докл. АН Респ. Таджикистан. 1993. Т. XXXVI. № 1. С. 50–54.
 16. Дронов В.И., Буданова К.Т. Северо-аличурская серия в бассейнах рек Зурчерек и Каттамарджанай (Юго-Восточный Памир) // Докл. АН ТаджССР. 1986. Т. 29. № 1. С. 41–45.
 17. Дронов В.И., Гаврилова А.И. Распространение, стратиграфия, состав и возраст североаличурской серии (Юго-Восточный Памир) // Геология и геофизика Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1985. С. 181–189.
 18. Дронов В.И., Гаврилова А.И. Состав и возраст гумбезкольской вулканогенной формации (T_{2-3}) в Пшартском хребте (Рушанско-Пшартский Памир) // Докл. АН ТаджССР. 1990. Т. 33. № 12. С. 828–831.
 19. Дронов В.И., Гаврилова А.И. Состав и возраст ниязекской формации ($T_{2-3}?$) на Юго-Восточном Памире // Докл. АН ТаджССР. 1991. Т. 34. № 1. С. 44–46.
 20. Дронов В.И., Левен Э.Я. Пермские фораминиферовые комплексы из олистолитов Юго-Восточного Памира // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 3. С. 694–697.
 21. Дронов В.И., Левен Э.Я., Новиков В.П. О переотложенных органических остатках и возрасте североаличурской серии (Юго-Восточный Памир) // Изв. вузов. Геология и разв. 1989. № 5. С. 18–25.
 22. Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира / Владимиров А. Г., Малых М. М., Дронов В.И. и др. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1992. 228 с.
 23. Пашков Б.Р., Буданов В.И. Тектоника зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира // Геотектоника. 1990. № 3. С. 70–79.
 24. Пашков Б.Р., Буданов В.И. Метаморфические толщи палеозоя и триаса Центрального Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 12. С. 30–39.
 25. Пашков Б.Р., Ишанов М.Х. Палеозойский фундамент южного обрамления Афгано-Таджикской впадины // Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984. С. 120–134.
 26. Пашков Б.Р., Швольман В.А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире // Геотектоника. 1979. С. 42–57.
 27. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
 28. Россковский Л.Н. Возраст редкометалльных пегматитов и пегматитоносных гранитов Альпийско-Гималайского складчатого пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 8. С. 27–34.
 29. Руженцев С.В. Тектоническое развитие восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 203 с.
 30. Руженцев С.В., Швольман В.А., Пашков Б.Р., Постелов И.И. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 167–175.
 31. Уфимцев Г.Ф. Тектонический рельеф Евразии // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 28–37.
 32. Швольман В.А., Пашков Б.Р. Раннемезозойская тектоническая зональность Центральной Азии // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 4. С. 951–954.
 33. Швольман В.А., Пашков Б.Р., Ишанов М.Х. Раннемезозойская активная окраина Мезотетиса в Центральной Азии. Тез. докл. к 27-му МКГ. Т. III. Секция 06,07. М.: Наука, 1984. С. 406–407.
 34. Baratov R.B., Pashkov B.R., Bezugly M.M., Ishanov M.H. Tectonic evolution and metallogeny of the Pamirs a brief // Mineral deposits of the Tethyan Eurasian metallogenic belt between the Alps and the Pamirs (selected examples). Belgrad: Belgrade University, 1987. P. 149–156.
 35. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V. D. Meso- and Cenozoic Tectonics of the Central Asian Mountain Belt: Effects of Lithospheric Plate Interaction and Mantle Plumes // International Geology Review. 1996. Vol. 38. P. 430–466.
 36. Gaetani M., Le Fort P., Tanoli S., Angiolini L., Nicora A., Sciunnach D., Khan A. Reconnaissance geology in Upper Chitral, Baroghil and Karambar districts (northern Karakorum, Pakistan) // Geol. Rundsch. 1996. Vol. 85. P. 683–704.
 37. Lemennicier Y., Le Fort P., Lombardo B., Pecher A., Rolfo F. Tectonometamorphic evolution of the central Karakorum (Baltistan, northern Pakistan) // Tectonophysics. 1996. Vol. 260. P. 119–143.
 38. Leven E.Ya. Permian and Triassic of the Rushan-Pshart zone (Pamir) // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. Maggio, 1995. V. 101. № 1. P. 3–16.
 39. Pavlis G.L., Das S. The Pamir-Hindu Kush seismic zone as a strain marker for flow in the upper mantle // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 1. P. 103–115.
 40. Searle M.P., Asif Khan M., Fraser J.E., Gough S.J. The tectonic evolution of the Kohistan-Karakorum collision belt along the Karakorum Highway transect, north Pakistan // Tectonics. 1999. Vol. 18. № 6. P. 929–949.
 41. Searle M.P., Corfield R.I., Stephenson B., McCarron J. Structure of the North Indian continental margin in the Ladakh-Zaskar Himalayas: implications for the timing

- of obduction of the Spontang ophiolite, India-Asia collision and deformation events in the Himalaya // *Geol. Mag.* 1997. Vol. 134. № 3. P. 297–316.
42. Wu Z., Wu G., Wang J. Constraints of the Meso-Cenozoic global velocity field of lithosphere on the tectonic evolution of China and its adjacent areas // *Episodes*. 1997. Vol. 20. № 2. P. 117–121.
43. Yin A., Harrison T.M., Murphy M.A., Grove M., Nie S., Ryerson E.J., Feng W.X., Le C.Z. Tertiary deformation history of southeastern and southwestern Tibet during the Indo-Asian collision // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1999. Vol. 111. № 11. P. 1644–1664.
44. Zanchi A., Gritti D. Multistage structural evolution of Northern Karakorum (Hunza region, Pakistan) // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 260. P. 145–165.

Рецензенты: В.С. Буртман,
С.В. Руженцев, В.Е. Хаин

The Tectonics of the Early Cimmerids in the Southern Pamirs

B. R. Pashkov and V. I. Budanov

*Joint Institute of Geology, Geophysics, and Mineralogy, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,
pr. Koptuyuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

Abstract—The results of examination of Carboniferous-Triassic deposits of the Southern Pamirs and the tectonic structures, which had been formed during the Early Cimmerian (Indosinian) stage of its evolution, are summarized in the paper. The structural setting of the Early Cimmerids, the characteristic types of their stratigraphic sections, the paleotectonic evolution during the Early Cimmerian stage, and the principal features of the Alpine structure are discussed. The Southern Pamirs is situated, in a geodynamic aspect, between the sutures of the Meso-Tethys and Neo-Tethys, and it is bordered by fold-and-thrust structures of the Central Pamirs in the north and by a system of volcanic and nonvolcanic arcs of the Karakorum and Hindu Kush, in the south. The latter structures belong to the frontal zone of the colliding Indian Plate. The system of the Pamirian arcs in the present-day structure is displaced, as is evident from the shape of its morphostructural elements, northward along the Karakorum strike-slip fault by, at least, 300 km and is thus separated from similar structures of the Western Tibet. Predominantly terrigenous and carbonate deposits were accumulated in the Southern Pamirs during the Carboniferous-Permian time. Extension of the crust, accumulation of deep-water sediments, and occurrence of alkaline-basalt volcanism, which particularly intensified in Late Triassic, took place in the latest Permian and earliest Triassic. Active opening of the Meso-Tethys brought about formation of a volcanic island arc in the Northern Pamirs, Hindu Kush, and in other areas of High Asia, which may be related to occurrence of a subduction zone. Closing of the Meso-Tethys, tectonic stacking, subsequent emplacement of syn-collision and post-collision granites, and opening of the Neo-Tethys accompanied by a southward displacement are referred to as Norian. The Meso-Tethys structures have been thrust northward over a distance of, at least, 300 kilometers. The tectonic nappes were overlain by Jurassic marine sediments. In the Cenozoic and, particularly, from the Late Eocene, the collision and nappe formation were resumed, while recurrent extension episodes brought about volcanism that is characteristic of all active continental margins.

УДК 551.24(235.216)

СКЛАДЧАТЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ПРЕДОРОГЕННОГО ПЕНЕПЛЕНА В НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2003 г. А. В. Миколайчук¹, М. В. Губренко², Л. М. Богомолов²¹Институт геологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики,
720481, г. Бишкек, просп. Эркиндик, 30, Кыргызстан;²Научная станция Объединенный институт высоких температур Российской Академии наук,
720049, Бишкек-49, Кыргызстан

Поступила в редакцию 09.07.2001 г.

Вопреки устоявшимся представлениям неотектонистов о том, что пликативные деформации пенеплена ограничиваются складками основания с большим радиусом кривизны, авторами в различных районах Центрального Тянь-Шаня удалось выявить опрокинутые складки, в строении которых участвует доорогенный пенеплен, перекрытый маломощным чехлом мезо-кайнозойских отложений. Опрокинутые антиклинали вместе с краевыми надвигами формируются в узких сколовых зонах на границе новейших поднятий и впадин или хребтов и предгорий. Все они имеют различную вергентность, но в каждом конкретном случае складка опрокинута в сторону впадины.

Под “пенепленом” понимается почти ровная поверхность рельефа, возникшая на месте горной системы в результате ее полной денудации [11]. Мы считаем необходимым привести это определение, так как данный термин оказался совершенно неизвестным современным англоязычным исследователям, а для обозначения этой морфо-структурной поверхности используется менее определенное понятие “erosion surface”. Данный факт выглядит весьма любопытным, поскольку учение о пенепленах в начале 20-х годов сформулировано и опубликовано В.М. Девисом в американских научных журналах. У исследователей Тянь-Шаня термин “пенеплен” сразу же после его появления прочно вошел в понятийную базу. Очевидно, определяющим фактором оказалось посещение В.М. Девисом Южного Казахстана и Тянь-Шаня и его указание на то, что здесь он встретил лучшие формы пенеплена, которые до этого путешествия мог лишь представить себе в воображении [11].

Для неотектонистов и геофизиков доорогенный пенеплен оказался главной структурной поверхностью, позволяющей надежно расшифровать структуру хребтов и впадин. Благодаря избирательной эрозии в предгорьях, а иногда и в приводораздельной части хребтов часто встречается откопанный пенеплен, отличающийся хорошей сохранностью. Во впадинах контрастные по своим физическим свойствам породы палеозойского основания и кайнозойского чехла разделяются резкой границей, которая фиксируется как при сейсморазведочных, так и электроразведочных исследованиях.

В пределах всего Центрального Тянь-Шаня предорогенный пенеплен с резким угловым несогласием перекрывается коктурпакской свитой, сложенной брекчиевидными мусористыми мергелями, доломитами и известняками, переслаивающимися с красными загипсованными глинами. Эти породы представляют собой континентальные отложения временных (эфемерных) озер, образующихся в условиях жаркого умеренно влажного климата. Их мощность обычно не превышает первых десятков метров. Позднемеловой-эоценовый возраст коктурпакской свиты обосновывается единичными находками фауны, палинологическими данными и изотопными датировками базальтовых потоков, изредка присутствующих среди осадочных образований [1, 17]. Ранее сделанные выводы о возрасте свиты подтвердились калий-аргоновыми и аргон-аргоновыми датировками базальтов, полученными в последние годы [2, 25].

В случае выклинивания коктурпакской свиты пенеплен с несогласием перекрывается шамсинской свитой миоцен-плиоценового возраста. Она сложена красноцветными флювиальными отложениями (конгло-брекчиями, песчаниками, глинами), являющимися продуктами размыва коры выветривания [18]. Две вышеописанные свиты составляют кыргызский красноцветный комплекс (K_2-N_1) [20]. Красноцветные отложения обычно вскрываются в предгорьях хребтов. В межгорных и внутригорных впадинах, где мощность кайнозоя достигает 5 км, основной объем осадков приходится на озерные и флювиальные осадки плиоцена-плейстоцена, отличающиеся левой и серой окраской [9, 13, 18, 21].

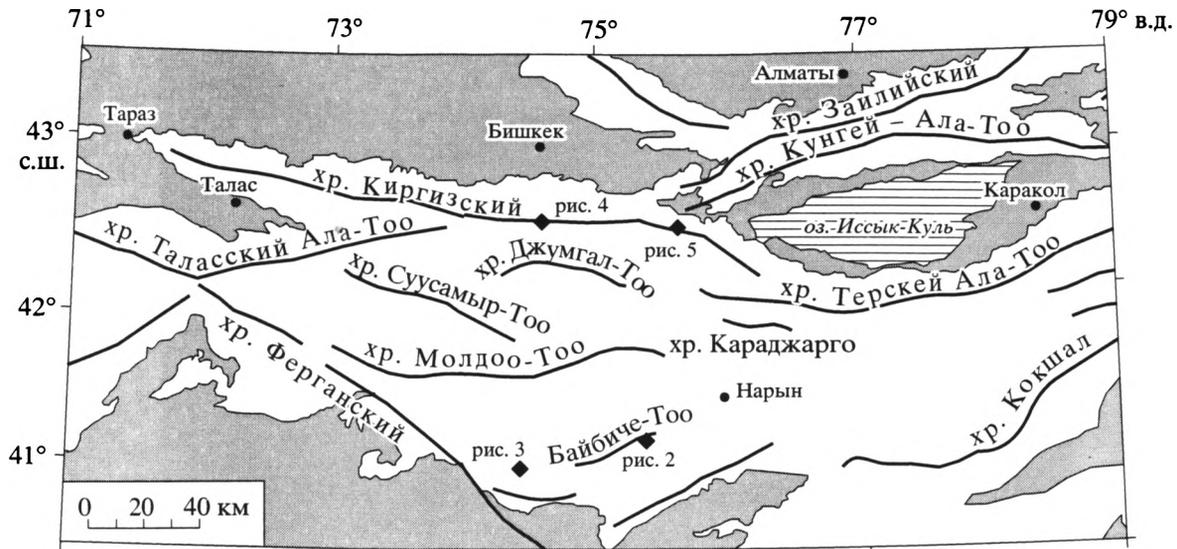


Рис. 1. Обзорная схема центрального Тянь-Шаня

Уже при анализе первых неотектонических схем Тянь-Шаня, в которых пенепплен использован как реперная структурная поверхность, мнения исследователей Тянь-Шаня разделились при оценке характера приповерхностных деформаций [20]. Одни из них отдавали предпочтение разломам как главному структурообразующему фактору, считая, что неотектонические структуры формируются исключительно в результате хрупкого разрушения и смещения пенепплена. Согласно альтернативной концепции, хребты и впадины Тянь-Шаня рассматривают как складки основания с большим радиусом кривизны, фиксируемые по пологой деформации пенепплена. В специальном исследовании, посвященном данной проблеме, Н.П. Костенко [7] приходит к заключению, что многочисленные разломы, установленные в новейших орогенах, являются структурными элементами второго порядка, осложняющими своды и крылья крупных складок палеозойского фундамента (мегаантиклиналей и мегасинклиналей). Основные хребты Тянь-Шаня (рис. 1) составляют мегаантиклинали, а разделяющие их впадины — мегасинклинали. Радиус кривизны мегаскладок Тянь-Шаня варьирует в широких пределах, главным образом от 35 до 160 км [9]. Как правило, в строении Тяньшаньского орогена преобладают асимметричные мегаскладки. Падение пенепплена в крутом крыле складки обычно на $10-15^\circ$ больше, чем в пологом, и колеблется в пределах $25-45^\circ$. Лишь в единичных случаях наблюдались падения поверхности выравнивания, достигающие 60° [13]. К типичной асимметричной складке с пологим северным (рис. 2) и осложненным разломом крутым южным крылом относится мегаантиклиналь Байбиче-Тоо. Из обобщения имеющихся матери-

алов вышеупомянутые исследователи приходят к заключению, что в приповерхностных условиях деформации палеозойского фундамента установленные пликативные структуры пенепплена являются максимально возможными. В породах кайнозойского чехла неоднократно встречались и более интенсивные деформации, но все эти проявления складчатости, начиная с работ С.С. Шульца [20], объяснялись срывом некомпетентных кайнозойских осадков с жесткого палеозойского основания.

Опрокинутые складки, в строении которых участвует пенепплен и маломощный чехол красцветов кыргызского комплекса, были найдены нами в последние годы в самых различных районах Центрального Тянь-Шаня. Наиболее эффективная опрокинутая антиклинальная складка выявлена на западном окончании упоминавшейся выше мегаантиклинали Байбиче-Тоо. Краевой разлом, ограничивающий эту мегаантиклиналь с юга, выполаживается в западном направлении. Палеозойское основание и красцветы кыргызского комплекса, слагающие висячее крыло, смяты в опрокинутую антиклиналь, надвинутую в южном направлении на суглинки позднего неогена (рис. 3).

В высоких предгорьях северного склона Кыргызского хребта, в междуречье Ала-Арча и Аламедин, сохранились останцы кыргызского красцветного комплекса. Они вместе с подстилающими отложениями среднего палеозоя вовлечены в интенсивные пликативные деформации. В терригенных отложениях верхнего девона—нижнего карбона закартирована запрокинутая к северо-востоку антиклиналь протяженностью 8 км и шириной 2 км [10]. Ее юго-западное пологое крыло

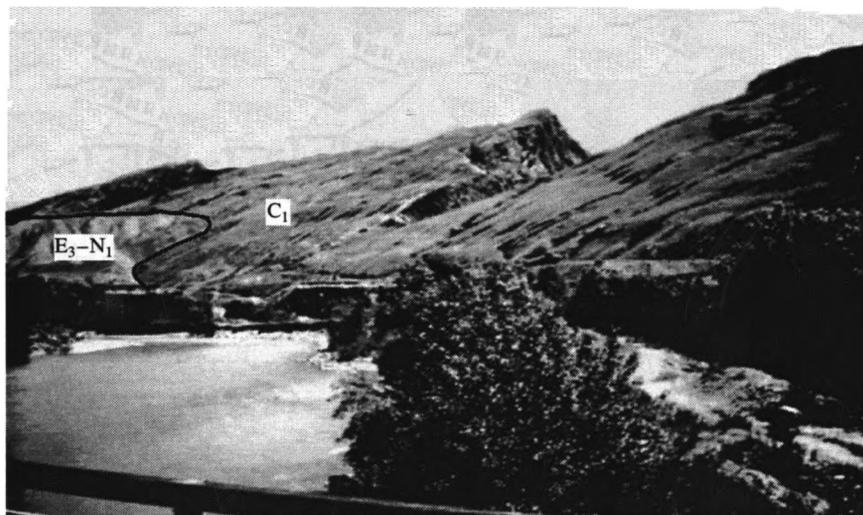


Рис. 2. Северный склон гор Кара-Тоо (северо-восточный отрог хр. Байбиче-Тоо) против устья р. Атбаши. Поверхность пенеплена погружается на север под углом 30–35°. Конформно поверхности пенеплена залегают отложения шамсинской свиты (E_3-N_1)

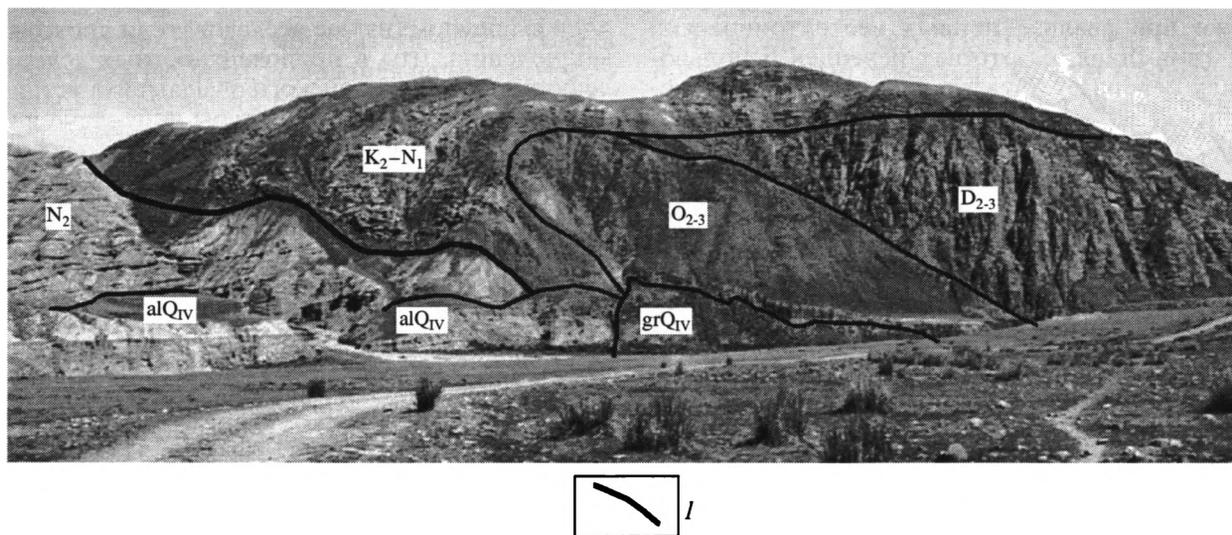


Рис. 3. Поперечный разрез западного окончания мегаантиклинали Байбиче-Тоо на левом борту р. Джаман-Даван. По краевому разлому, погружающемуся к северу под углом 40°, мегаантиклиналь надвинута на осадки позднего неогена (N_2). Висячем крыле надвига вскрываются отложения среднего-позднего ордовика (O_{2-3}), среднего-позднего девона (D_{2-3}) и несогласно перекрывающие их красноцветы кыргызского комплекса (K_2-N_1), смятые в опрокинутую складку. Вид с юго-востока на северо-запад. Фото доктора Э. Собеля, Потсдамский университет

I – надвиг

интенсивно эродировано, но на запрокинутом северо-восточном крыле сохранилась не только поверхность выравнивания, но и стратиграфически перекрывающие ее красноцветы кыргызского комплекса (рис. 4). В 150–200 м к востоку от контакта красноцветы приобретают северо-восточное падение и выполаживаются, слагая сопряженную синклинал. Данный контакт приобретает принципиальное значение для корректировки сложившихся представлений о неотектонической структуре

района, так как до сих пор он описывался как Чонкурчакский краевой надвиг, по которому предполагалось перемещение палеозойских комплексов приводораздельной части хребта на кайнозойские отложения высоких предгорий [13, 18].

Опрокинутая антиклиналь выявлена и на восточном окончании Кыргызского хребта. От простирающегося восточнее Кунгей Ала-Тоо он отделяется Боомским ущельем, пропиленным в породах палеозойского фундамента долиной р. Чу.

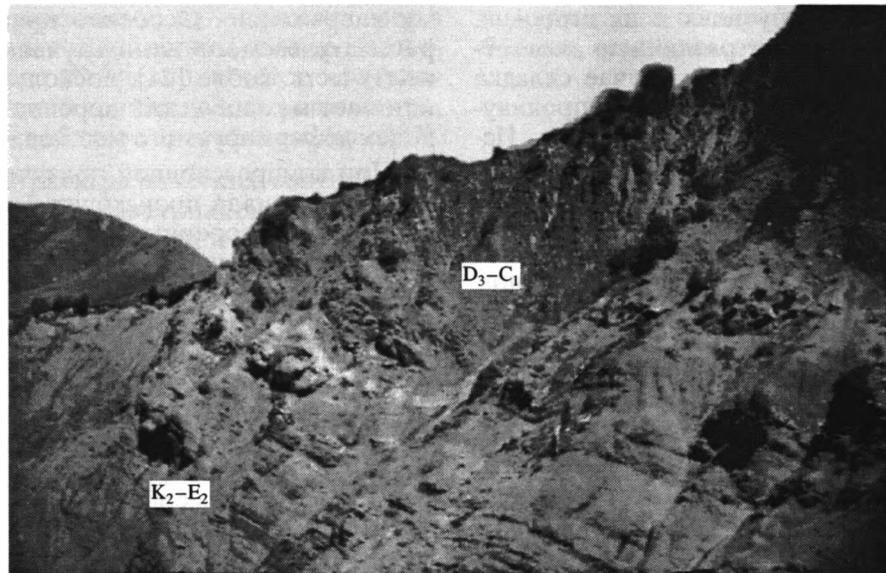


Рис. 4. Урочище Чонкурчак на северном склоне Кыргызского хребта

В этом обнажении наблюдается стратиграфическое налегание красноцветов кыргызского комплекса на среднепалеозойскую терригенную толщу. Весь разрез находится в опрокиннутом залегании. Песчаники и конгломераты верхнего девона–нижнего карбона (D_3-C_1) с угловым несогласием в $20-30^\circ$ перекрываются базальным горизонтом мергелей и доломитов коктурпакской свиты (K_2-E_2), отчетливо выделяющихся светлым фототонном. Стратиграфически выше залегают красно-коричневые линзующиеся глины, светло-серые мусористые мергели, кирпично-красные разнородные песчаники с карбонатным цементом и прослойки мелкогалечных конгломератов, сложенных исключительно кварцитами. Мощность свиты не превышает 40–45 м. Вид с юго-востока на северо-запад

В бортах ущелья сохранились останцы кыргызского красноцветного комплекса мощностью до 900 м, слагающие серию сложно устроенных складок, позволяющих расшифровать кулисное сочленение неотектонических поднятий Кыргызского и Кунгейского хребтов [13, 16]. В бассейне руч. Кургантерек, расположенном по левому борту Боомского ущелья, палеозойский фундамент и перекрывающий его маломощный кайнозойский чехол смяты в опрокинутую антиклиналь, простирающуюся в северо-восточном направлении на 4200 м, шириной 1500 м. Опрокинутое крыло осложнено надвигом, вдоль которого раннеордовикские туфы взброшены и залегают на разновозрастных горизонтах кыргызского красноцветного комплекса (рис. 5).

Кроме приведенных выше примеров, опрокинутые залегания пенепплена наблюдались нами в нижних предгорьях Кыргызского хребта, западнее долины р. Сокулук, а также на восточном замыкании хр. Джаман-Даван. Похоже, что опрокинутые складки являются закономерным элементом в структуре Тяньшаньского орогена. Опрокинутые антиклинали локализованы на границе хребтов и межгорных впадин (или хребтов и предгорий). Их протяженность не превышает 5–8 км, ширина до 1.5–2 км). Надежность расшифровки складчатой структуры обеспечивается контрастным составом пород палеозойского фундамента и кай-

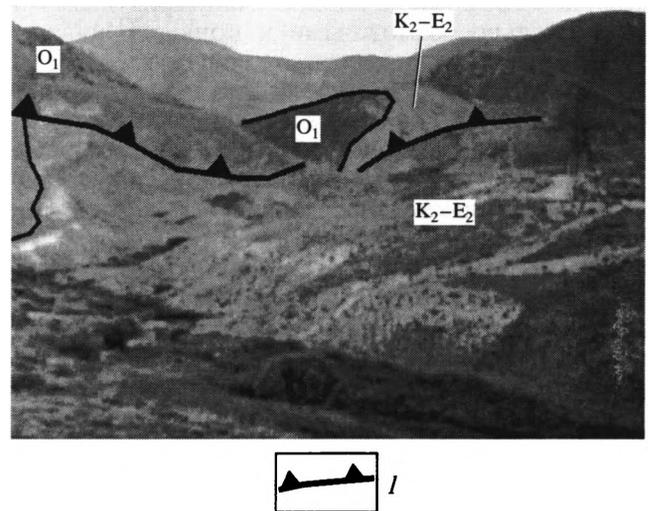


Рис. 5. Боомское ущелье, бассейн руч. Кургантерек
Палеозойские породы нижнего ордовика (O_1) слагают ядро опрокинутой складки и облекаются мергелями, известняками и глинами коктурпакской свиты (K_2-E_2). Пологое крыло складки погружается к северо-западу по углом 30° . Опрокинутое крыло осложнено надвигом, вдоль которого раннеордовикские туфы залегают на разновозрастных горизонтах кыргызского красноцветного комплекса. Вид с востока на запад
I – надвиг

нозойского чехла, участвующих в их строении. Изученные складки имеют различную вергентность, но в каждом конкретном случае складка всегда опрокинута в сторону впадины. Опрокинутые антиклинали сопряжены с надвигами. Исключением является складка урочища Чонкурчак (см. рис. 4), выступающая как граничная структура между высокими предгорьями и собственно Кыргызским хребтом.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Вопреки широко распространенным представлениям многих геологов, проявление пликативных деформаций в приповерхностных условиях не противоречит теоретическим основам физики твердого тела. Эти упрощенные представления базировались на силовом критерии хрупкого разрушения, пришедшем в геологию из теории сопротивления материалов с такими ключевыми понятиями, как “нарушение целостности” и “потери способности нести нагрузку”. Исследование естественных объектов породило другие подходы к описанию прочности, делающие упор на непрерывный, эволюционный характер накопления повреждений перед разрушением [4, 19].

По современным представлениям о физической природе разрушения, основанным на кинетической (статистической) концепции прочности [3, 14], как хрупкий, так и пластический тип разрушения являются не взаимоисключающими альтернативами, а потенциально возможными и конкурирующими путями развития нагруженной среды. Каждый из путей характеризуется своей вероятностью реализации, зависящей не только от параметров состояния (компонент напряжений и температуры), но и от скоростей нарастания напряжений, проявляющихся как скорости деформирования [5]. В рамках данной концепции можно рассчитать вероятность появления пликативных деформаций в приповерхностных условиях, но механизм, обеспечивающий их развитие в каждом конкретном случае, останется невыясненным. Несмотря на всю свою логическую завершенность, подобный подход вряд ли найдет понимание у большинства геологов.

Приемлемый сценарий образования описанных нами пликативных деформаций пенеплена дает теория ползучести, синтезированная с известными моделями складкообразования. Ползучесть гетерогенного материала может обеспечиваться не столько пластической деформацией пород, сколько скольжением по границам мелких блоков и зерен размером от долей миллиметров до первых сантиметров. Отдельные подвижки на этом масштабном уровне бессмысленно рассматривать как сколы, усредненно же картина сводится к различным вариантам ползучести Кобле [12], для которой средняя по объему скорость деформации пропорциональна главному сдвигово-

му напряжению. Особенно привлекательна для рассматриваемого нами случая компрессионная ползучесть Кобле [24], поскольку последняя исключает механический перенос вещества в пределах деформируемого массива.

При компрессионной ползучести транспортировка материала происходит благодаря его частичному растворению под давлением в пленке жидкости, находящейся между зернами породы. Материал растворяется там, где напряжение велико, и выпадает в осадок там, где оно низко. Проведенные в [24] расчеты показали, что для компрессионной ползучести при растворении коэффициент пропорциональности между скоростью деформации и напряжением соответствует значению эффективной вязкости порядка 10^{16} – 10^{17} Па с. Это примерно в миллион раз меньше характерных значений обычно рассматриваемой “объемной”, внутризерновой вязкости при Р, Т-условиях для глубин до 10 км. Обводнение верхних горизонтов земной коры Тянь-Шаня, необходимое для проявления компрессионной ползучести, обеспечивается не только поверхностным стоком, но и интенсивным проявлением в регионе глубинных, часто гидротермальных вод [6].

Расчеты, основанные на стандартной модели складкообразования Био [23] и метрических параметрах, соизмеримых с размерами наблюдаемых складок (см. рис. 3–5), убеждают нас в том, что интенсивные деформации пенеплена, обусловленные компрессионной ползучестью, могут проявляться в приповерхностной части земной коры. Необходимым условием развития складчатых деформаций является наличие компетентного слоя (или пачки слоев) в податливой среде, а также преобладающее напряжение сжатия, действующее по направлению вдоль плоскости слоистости. В теории складчатости Био компетентный и податливый слои трактуются как пластичные (вязкие) материалы, но эффективная вязкость среды в компетентном слое значительно выше, чем в податливом. Предполагается, что компетентный слой ведет себя подобно изгибающейся пластине. Основное уравнение модели Био [23], которая определяет, будут ли нарастать со временем или затухать изгибные субвертикальные возмущения

$$w(x, t) = w_m \cos(2\pi x/\lambda) \exp(t/\tau), \quad (1)$$

приводящие в случае неустойчивости к опрокинутой складчатости, записывается в следующем виде:

$$\begin{aligned} & -4\mu(2\pi/\lambda)\partial w/\partial t = \\ & = \partial^2/\partial x^2 [1/3\mu_1 h^3 \partial^3 w/\partial x^2 \partial t] + \partial/\partial t (\sigma h \partial w/\partial t), \end{aligned} \quad (2)$$

где в (1), (2) параметры λ , τ означают длину волны и характерное время нарастания вертикального смещения границы слоев; w_m – его амплитуду; h – мощность компетентного слоя; σ – главное

сжимающее напряжение; μ , μ_1 – вязкости сред в некомпетентном и компетентном слое соответственно. При выводе (2) предполагается, что сдвиговые напряжения на границе слоев равны нулю, т.е. допускается свободное проскальзывание [23].

Сохранение стратиграфических соотношений базальных горизонтов коктурпакской свиты с породами палеозойского фундамента в пределах опрокинутых складок свидетельствует, что транспортировка вещества при деформации происходила наподобие медленного течения жидкости. Необходимым условием для реализации такого режима транспортировки вещества является отсутствие или незначительность сдвиговых напряжений. Кроме отсутствия послойных срывов вдоль поверхности предорогненного пенеplена, следствием компрессионной ползучести могут рассматриваться различно ориентированные жилы гипсов, которые иногда буквально пронизывают всю толщу кыргызского красноцветного комплекса. Их появление мы связываем с перетеканием вещества в результате растворения и повторного отложения. Таким образом, на качественном уровне выбор модели складкообразования представляется согласованным с установленными деформациями пенеplена.

Для количественного анализа условий нарастания вертикальных возмущений, что является необходимой предпосылкой для опрокинутых складок, рассмотрим следствия (1), (2). Эти уравнения показывают, что характерное время нарастания возмущений с длиной волны λ , т.е. величина, обратная инкременту, связано с параметрами среды соотношением

$$\tau = (4\mu/\sigma h)(\lambda/2\pi)[1 + (\mu_1/12\mu)(2\pi h/\lambda)^3]. \quad (3)$$

Частным случаем (3) являются следующие простые формулы для длины волны λ_0 и постоянной времени τ_0 возмущений, которые нарастают с максимальной скоростью,

$$\lambda_0 = 2\pi h(\mu_1/6\mu)^{1/3}, \quad \tau_0 = 6\mu/\sigma(\mu_1/6\mu)^{1/3}. \quad (4)$$

Эти выражения приводятся во многих обзорах и монографиях, к примеру [15]. Согласно [15, 23], для $\mu_1/\mu = 750$ $\lambda_0 = 31.4 h$. Заметим, что отношение λ_0/τ_0 , равное с хорошей точностью $\sigma h/\mu$, оказывается не зависящим от пропорции вязкостей μ_1/μ и при наличии исходных параметров, полученных по результатам структурных наблюдений, может использоваться для оценок либо вязкости, либо напряжения.

Важно, что если наиболее неустойчивое возмущение с длиной волны λ_0 по каким-либо причинам не реализовалось, то процесс складкообразования может быть инициирован более коротковолновыми возмущениями. В этом случае время

их нарастания, согласно (3), лишь в несколько раз больше, чем τ_0 ; имеет место соотношение:

$$\tau = \tau_0(\lambda/3\lambda_0)[2 + (\lambda_0/\lambda)^3]. \quad (5)$$

Заметим, что при описании компетентного слоя как упругого коротковолновые возмущения оказываются затухающими во времени.

Предполагая, что на глубинах 5–10 км горизонтальное напряжение равно удвоенному литостатическому давлению [8], т.е. $\sigma \sim 50$ Мпа, а метрические параметры соизмеримы с размерами наблюдаемых складок: $h \sim 0.5$ км, $\lambda \sim 5$ км, попытаемся оценить время, необходимое для формирования складок. Подставляя в (4), (5) указанные значения параметров σ , h , λ , а также эффективную вязкость $\mu \sim 10^{17}$ Па с [15, 24], получаем из этих уравнений, что $\tau \approx 3 \tau_0 \sim 6$ тыс. лет. Время образования складчатых структур будет в несколько раз, но не более чем на порядок, превышать время τ , характеризующее линейную (начальную) стадию процесса. Сравнительная кратковременность нарастания вертикальных возмущений, описываемая параметрами τ , τ_0 из (4), (5), как раз и определяет возможность того, что в некоторых случаях локально интенсивное складкообразование опередит возникновение структур хрупкого разрушения. Полученный результат не противоречит преобладанию хрупкого механизма разрушения в приповерхностных условиях, что в целом и отвечает наблюдаемой геологической структуре.

Выявленные опрокинутые складки занимают вполне определенное положение в структуре новейшего орогена. Они сопряжены с надвигами, отделяющими основные морфоструктурные единицы – хребты от предгорий или предгорья от впадин. Из обобщения вышеприведенных данных мы приходим к выводу, что интенсивные деформации пенеplена вместе с краевыми надвигами составляют единый структурный парагенезис, формирующийся в узких сколовых зонах на границе новейших поднятий и впадин. Подобные структуры описываются как складчатость продвижения разлома (fault-progradation folding) [22].

Авторы признательны доктору Эдварду Собе-лю (Edward Sobel), любезно предоставившему одну из опубликованных в статье фотографий. Выражаем также признательность академику Ю.Г. Леонову, благодаря доброжелательным рекомендациям которого были предприняты дополнительные усилия объяснить столь странный элемент новейшей структуры Тянь-Шаня, как опрокинутые складки пенеplена. Настоящее исследование осуществлено при частичной поддержке гранта Американского фонда гражданских исследований и развития (CRDF), грант № YG1-2082 и гранта Швейцарского национального научного фонда (SNSF, project ETH-credit nr. 2-77073-01).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологические и биотические события позднего эоцена–раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть I: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. 314 с. (Тр. ГИН; Вып. 489).
2. Грачев А.Ф. Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Физика земли. 1999. № 10. С. 26–51.
3. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестн. АН СССР. 1968. № 3. С. 46–56.
4. Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А., Савельев В.Н., Султанов У. К вопросу о прогнозировании разрушения горных пород // Физика Земли. 1977. № 6. С. 8.
5. Иванов С.Н. О реологических моделях земной коры; критическое рассмотрение. Екатеринбург: ИГГГ УрО РАН, 1998. 40 с.
6. Киселев Г.П., Тихонов А.И., Чалов П.И. Структурно-тектоническое моделирование Чуйской впадины по магнитометрическим и изотопным данным и вытекающие из него следствия // Изв. АН КиргССР. Физ.-техн. и матем. науки. 1988. № 1. С. 67–71.
7. Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
8. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3–24.
9. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 307).
10. Миколайчук А.В. Новейшие разломы Кыргызского хребта // Наука и новые технологии. 1999. № 2. С. 42–47 (ISSN 1026-9045).
11. Наумов А.Д. Пенеплены. Их геологическое значение как особой генетической категории рельефа материков. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1981. 404 с.
12. Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. М.: Мир, 1988. 287 с.
13. Садыбакасов И.С. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
14. Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Прочность горных пород и устойчивость выработок на больших глубинах. М.: Недра, 1985. 271 с.
15. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2. М.: Мир, 1985. 360 с.
16. Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортуну Ф.Б., Чедия О.К., Язовский В.М. Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 1976. 128 с.
17. Фортуна А.Б., Керимбеков Ч.К., Кузиков С.И., Миколайчук А.В. Литостратиграфия и палинологические данные кайнозойских отложений Тессык-Сарыбулакской впадины // Геология кайнозоя и сейсмоструктура Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 1994. С. 26–40.
18. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
19. Шнейцман В.В., Степанов В.А., Жога Л.В. Хрупкое разрушение твердых тел при статическом и циклическом нагружении // Проблемы прочности и пластичности твердых тел / Под ред. Журкова С.Н. Л.: Наука, 1979. С. 43–55.
20. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня // Зап. ВГО. Новая серия. Т. 3. М.: Географиз, 1948. 221 с.
21. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.
22. Jamison W.R. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes // J. Structural Geology. 1987. Vol. 9. № 2. P. 207.
23. Johnson A.M. Styles of Folding: Mechanics and Mechanisms of Folding of Natural Elastic Materials. Amsterdam: Elsevier, 1977. 406 p.
24. Rutter E.H. The kinetics of Rock Deformation by Pressure Solution. Phil. Trans. Roy. Soc. 1976. A283. P. 202–219.
25. Sobel E.R., Arnaud N. Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tien Shan: the trace of a small plume // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 191–215.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов,
В.Е. Хаин, В.С. Буртман

Fold Deformations of the Preorogenic Peneplain in the Recent Structure of the Central Tien Shan

A. V. Mikolaichuk*, M. V. Gubrenko**, and L. M. Bogomolov**

*Institute of Geology, National Academy of Sciences of the Kyrgyz Republic, pr. Erkindik 30, Bishkek, 720481 Kyrgyzstan

**Research Station, Joint Institute of High Temperatures Scientific Association (IVTAN), Russian Academy of Sciences, Bishkek-49, 720049 Kyrgyzstan

Abstract—The present writers have discovered recumbent folds consisting of a preorogenic peneplain overlain by a thin Meso-Cenozoic cover in various regions of the Tien Shan contrary to the notion commonly accepted by the neotectonics explorers that folding of a peneplain is limited only by large-radius basement folds. Recumbent anticlines along with marginal overthrusts originate in narrow shear zones at the boundaries between Recent uplifts and depressions or between ridges and piedmonts. The vergence orientation of these folds varies, although the folds are overturned in any specific case toward the adjacent depressions.

УДК 551.14(262.8)

ФЛЮИДОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОГО КАСПИЯ

© 2003 г. М. В. Родкин

Геофизический центр РАН, Москва, 117296, Молодежная, 3

Поступила в редакцию 08.11.2000 г.

Результаты анализа данных о строении Южного Каспия дают основание предположить существование в верхней мантии этого региона мощного флюидонасыщенного слоя, погружающегося от зоны Апшеронского порога под горную цепь Эльбурса. Обсуждается возможная природа этого слоя и его роль в формировании геодинамического режима региона и как дополнительного источника глубинных водных и углеводородных флюидов.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы получили распространение представления, что колебания уровня Каспия не в полной мере описываются климатической моделью [7]. Уточнения климатической модели связываются с учетом роли тектонических деформаций ложа Каспийского моря и вклада подземных вод в формирование водного баланса [1, 8, 9, 17, 20, 31 и др.]. В качестве резервуара подземных вод обычно рассматривается мощный осадочный чехол Каспийского бассейна. В настоящей работе обсуждаются результаты анализа геолого-геофизической информации о строении Каспийского региона, проведенного на основе материалов региональной базы данных, созданной под руководством автора [14]. В результате анализа делается вывод о вероятном существовании в верхней мантии Южного Каспия мощного флюидосодержащего слоя, выраженного зоной волновода и предположительно образованного осадочными породами, затянутыми вниз в ходе субдукции. Обсуждается возможная роль такого слоя в формировании геодинамического режима региона и как дополнительного источника глубинных водных и углеводородных флюидов.

ОПИСАНИЕ РЕГИОНА И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Ключевая роль в новейшей тектонике Каспийского региона принадлежит Южно-Каспийской впадине – наиболее глубокой и тектонически активной части ложа Каспийского моря. Эта часть бассейна с начала юры оставалась глубоководной и испытывала устойчивое прогибание, в результате которого накопилась толща осадков до 15–20 км. В последние примерно 5 млн. лет скорость прогибания возросла до 2–3 мм/год, при этом дополнительно накопилось до 10–15 км осадков. К этому же периоду относится и начало грязевулканической активности в Каспийском бассейне [1, 9].

Северный и южный борта Южно-Каспийской впадины ограничены сейсмоактивными поясами Апшеронского порога и цепи Эльбурса. Кроме многочисленных коровых очагов, здесь фиксируются и верхнемантийные землетрясения. Первый из этих поясов сейсмичности протягивается от Копетдага, через Апшеронский порог и далее на северо-запад вдоль северных склонов Большого Кавказа. Максимальная глубина землетрясений достигает здесь 90–100 км. С южным бортом Южно-Каспийской впадины связана менее интенсивная зона подкоровой сейсмичности. Эта зона протягивается от Копетдага вдоль южного берега Каспия и далее вдоль Малого Кавказа. Обе полосы подкоровой сейсмичности выделяются как области повышенных значений градиентов поля высот геоида (рис. 1). Такая особенность поля геоида указывает на наличие здесь контактов различных по своему плотностному строению блоков литосферы. Аналогичные по характеру аномалии градиентов высот геоида маркируют современные зоны субдукции и глубинных надвигов.

В работе использованы данные по сейсмическому строению литосферы Южного Каспия [4, 14, 27, 28, 35 и др.], региональные (Кавказ и Туркмения) и мировой (PDE, после 1964 г.) каталоги землетрясений из архивов Мирового центра данных (МЦД Б2), мировая модель гравитационного поля EGM96 [12], информация об эффективной электропроводности осадочного чехла [3], о тепловом режиме региона [23], а также о водном режиме Каспия и подземной гидросферы [14].

Большинство из использованных данных достаточно традиционны, и нет необходимости в их специальном описании. Исключение составляет сейсмотомографическая модель Южного Каспия, построенная А.Н. Якобсоном методом рэлеевских волн [27, 28 и др.]. Ниже используются два варианта этой модели. Первый вариант сейсмотомографической модели обеспечивал пространственное разрешение около 50 км. Окончательный вариант включает 223 скоростные колонки, разнесенные на 20–30 км, то есть представляет собой

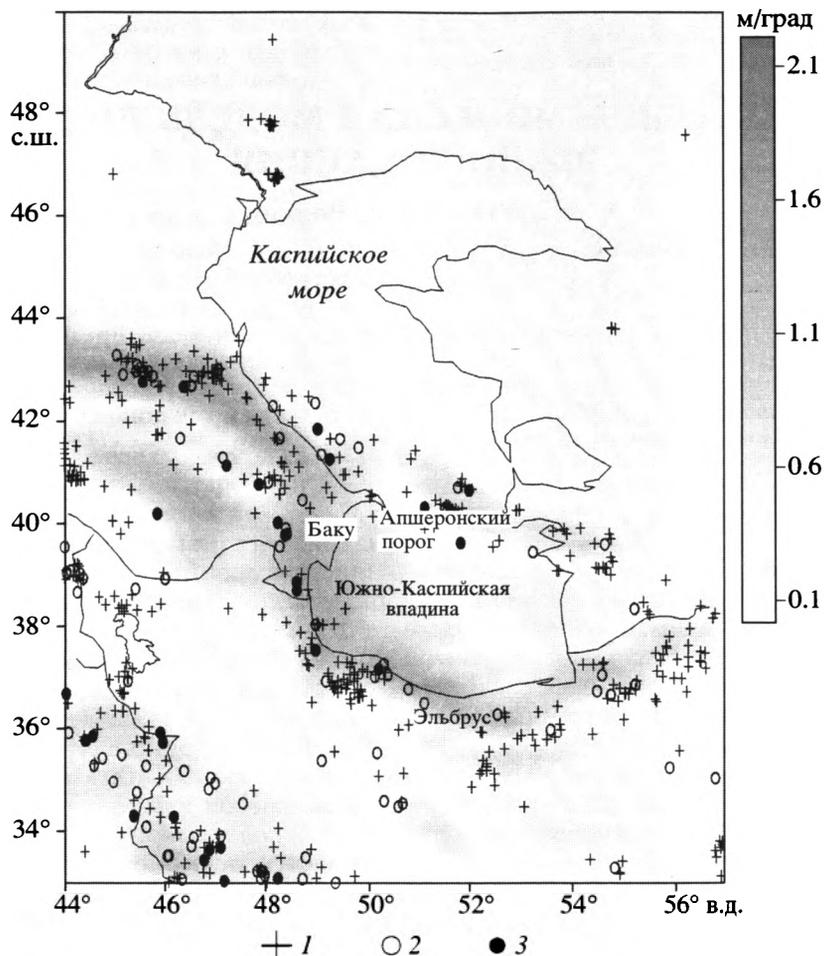


Рис. 1. Поле значений градиентов высот геоида и расположение эпицентров землетрясений ($M \geq 4.5$) в Каспийском регионе

1–3 – землетрясения с глубиной очага: 1 – не более 40 км, 2 – от 40 до 60 км, 3 – более 60 км. Видны пояса повышенных значений градиентов и приуроченность землетрясений (в особенности подкоровых) к этим поясам

весьма детальную модель литосферы Южного Каспия по скоростям волн V_s . Мощность исследованной части тектоносферы варьирует по площади региона в пределах от 40–50 до 80–90 км. Оба варианта сейсмической модели представлены пятью слоями на полупространстве. Средняя суммарная мощность 1–5 слоев составляет около 50 км. Существенно, что метод сейсмотомографии по рэлеевским волнам позволяет выделять объемы пород с различными значениями скорости и величин поглощения волн V_s , но слаб чувствителен к наличию сейсмических границ. Получаемая в результате сейсмическая модель описывает глубинное строение региона в терминах “среднеблочных” значений скоростей и поглощения волн V_s , но не дает информации о положении сейсмических границ. Это обстоятельство исходно предполагает отличие модели от результатов, получаемых методом ГСЗ [4, 35 и др.]. Сравнение осложняется также тем, что используемая сейсмотомографическая модель описывает распре-

ление скоростей волн V_s , а данные ГСЗ получены по скоростям V_p . Отличается и глубинность исследования – имеющиеся данные ГСЗ ограничены существенно более тонким слоем. Разные сейсмические модели Южного Каспия согласуются в своих основных чертах (наличие чрезвычайно мощного осадочного чехла и субокеанический тип земной коры), но более или менее существенно расходятся в деталях глубинного строения.

Анализ региональных сейсмических каталогов выявил их существенную изменчивость во времени, особенно сильную по данным Туркменской сети станций. Представляется, однако, весьма вероятным, что выявляемый здесь рост сейсмической активности отражает не реальное изменение сейсмического режима, а усовершенствование региональной сети станций. Отсюда не вполне ясно, в какой степени можно полагаться на результаты, получаемые при обработке региональных сейсмических данных по Каспийскому региону. Отметим в этой связи, что получаемый при обра-

ботке региональных данных вывод о значительном росте сейсмической активности в восточной части бассейна в конце 80-ых годов XX в. не подкрепляется данными мирового каталога землетрясений.

Значения теплового потока, глубинных расчетных температур и эффективной электропроводности верхней коры оцифровывались с карт с детальностью, соответствующей пространственному разрешению сейсмической модели. Близкое пространственное разрешение обеспечивается и используемой мировой моделью гравитационного поля EGM96 [12], полученной в результате совместной интерпретации наземных и космических средств наблюдений.

АНАЛИЗ ДАННЫХ: ПРОЦЕДУРЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Ключевую роль в проведенном анализе играет сейсмическая модель региона. Для сейсмотомографической модели Южного Каспия характерен рост скоростей поперечных волн V_s с 1-го по 4-й слой. Первый слой (по своему положению и значениям скоростей волн V_s) соответствует наиболее молодым неконсолидированным осадкам. Диапазон изменений скоростей волн V_s во 2–3-м слоях дает основание интерпретировать их как мощные толщи осадков умеренной и высокой степени консолидации соответственно. Полученное в сейсмотомографической модели расчленение осадочного чехла хорошо соответствует современным геологическим представлениям об истории прогибания бассейна Южного Каспия. Действительно, суммарная мощность 1-го и 2-го слоя варьирует в пределах 10–15 км. По суммарной мощности слоев и по низким значениям скоростей волн V_s 1-й и 2-ой слою сейсмотомографической модели резонно сопоставить с толщиной молодых осадков, накопившейся в Южном Каспии за последние 5 млн. лет в результате экстремально быстрого осадконакопления [1]. Третий слой сейсмотомографической модели естественно сопоставить с более древними осадками, соответствующими длительному этапу относительно медленного прогибания, имевшему здесь место в интервале с (по крайней мере) ранней юры до позднего миоцена [1]. Значения V_s в 4-м слое соответствуют типичным скоростям для низов коры и верхней мантии. Подстилающее полупространство характеризуется, в целом, верхнемантийными значениями скоростей.

Особый интерес представляют данные по 5-му слою. На большей части региона 5-й слой представлен волноводом со значениями скоростей V_s , близкими к скоростям, типичным для частично метаморфизованных осадочных пород. В восточной части Южно-Каспийского бассейна и в некоторых областях в центре бассейна волновод четко не выделяется, при этом скорости в 5-м слое

имеют значения, характерные для нижней коры и верхней мантии.

Устойчивое развитие слоя пониженных скоростей наблюдается на западе Южно-Каспийского бассейна. При этом волновод наиболее выражен в районе Бакинского архипелага и в широкой области акватории Каспия к юго-востоку от архипелага. В целом волновод поднимается к земной поверхности в области Апшеронского порога и погружается под цепь Эльбурса. К области подъема волновода к земной поверхности приурочены относительно более низкие значения сейсмических скоростей во втором и третьем слоях. Здесь же располагается большинство выявленных в регионе подводных грязевых вулканов [29].

Специальный интерес представляет сопоставление скоростной модели региона на разных структурных этапах, выявление взаимной коррелированности сейсмических структур и их преимущественной ориентации. В результате численного анализа преимущественной ориентации сейсмических структур средствами ГИС ГЕО (последняя версия представлена в [13]) было выявлено, что для верхних трех слоев распределение преимущественных простираний имеет максимум с азимутом около 110° . Для пятого слоя и полупространства распределение имеет два максимума, с азимутами около 20° и 110° . В четвертом слое преимущественная ориентация не выделяется. Отмеченные закономерности близки к результатам анализа ориентации разновозрастных структурных элементов Каспийского бассейна [1, 10]. Так, согласно [10], субширотное кавказское простирание присуще более молодым (послемезозойским) линеаментам, а для более древних характерно субуральское простирание.

Для анализа взаимосвязи параметров глубинного строения региона была рассчитана матрица коэффициентов корреляции между пространственными полями скоростей сейсмических волн V_{s_i} и мощностей сейсмических слоев H_i , где $i = 1-5$ номер слоя (табл. 1). Две строчки в таблице соответствуют коэффициентам корреляции, полученным для первой и для окончательной (более детальной) сейсмической модели Южного Каспия.

Обсудим данные табл. 1, сначала с точки зрения достоверности выявленных корреляций, а затем по сути характера взаимосвязи. Из табл. 1 видно, что значения коэффициентов корреляции между разными параметрами сейсмического строения региона во многих случаях довольно велики. Максимальное значение коэффициента корреляции ($r = 0.75$) получено между мощностью и скоростью в первом слое. Однако мощность слоя неконсолидированных осадков относительно мала и не вполне отвечает требованиям используемой модели, ориентированной на выявление “среднеблочных” характеристик среды. Поэтому расчетные значения мощности слоя и

Таблица 1. Коэффициенты корреляции между параметрами слоев сейсмической модели¹

| | Слой 1 | | Слой 2 | | Слой 3 | | Слой 4 | | Слой 5 | | Полупространство V_m |
|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|---------------------------|
| | V_1 | H_1 | V_2 | H_2 | V_3 | H_3 | V_4 | H_4 | V_5 | H_5 | |
| V_1 | 1 | | | | | | | | | | |
| H_1 | 0.61 | 1 | | | | | | | | | |
| V_2 | 0.75 | | 1 | | | | | | | | |
| | 0.68 | 0.16 | | | | | | | | | |
| | 0.58 | 0.19 | | | | | | | | | |
| H_2 | -0.10 | 0.26 | -0.31 | 1 | | | | | | | |
| | -0.01 | 0.41 | -0.39 | | | | | | | | |
| V_3 | 0.74 | 0.32 | 0.69 | 0.07 | 1 | | | | | | |
| | 0.66 | 0.57 | 0.44 | 0.23 | | | | | | | |
| H_3 | 0.13 | 0.33 | -0.28 | 0.53 | 0.16 | 1 | | | | | |
| | 0.07 | 0.31 | -0.39 | 0.51 | 0.26 | | | | | | |
| V_4 | -0.06 | -0.01 | -0.14 | 0.12 | 0.09 | 0.46 | 1 | | | | |
| | -0.21 | -0.01 | -0.32 | 0.23 | 0.12 | 0.6 | | | | | |
| H_4 | 0.11 | 0.05 | 0.02 | 0.12 | 0.24 | 0.14 | -0.18 | 1 | | | |
| | 0.05 | 0.05 | -0.13 | 0.07 | 0.18 | 0.01 | -0.17 | | | | |
| V_5 | 0.32 | 0.01 | 0.47 | -0.28 | 0.42 | -0.55 | -0.28 | 0.02 | 1 | | |
| | 0.35 | -0.04 | 0.49 | -0.25 | 0.35 | -0.60 | -0.38 | 0.15 | | | |
| H_5 | 0.08 | 0.09 | 0.0 | 0.14 | 0.15 | 0.18 | -0.01 | 0.28 | 0.01 | 1 | |
| | -0.15 | 0.09 | -0.01 | 0.12 | 0.13 | 0.04 | -0.07 | 0.22 | 0.0 | | |
| V_m | -0.01 | -0.08 | 0.04 | -0.07 | 0.07 | -0.02 | 0.44 | -0.03 | 0.08 | 0.21 | 1 |
| | -0.04 | -0.03 | -0.01 | 0.0 | -0.07 | -0.1 | 0.4 | -0.08 | 0.07 | 0.07 | |

¹ Верхнее – значение по данным детальной модели; нижнее – исходная модель.

скорости V_5 для этого слоя не вполне независимы. В остальных случаях высокие значения коэффициентов корреляции, как представляется, отражают реальные взаимосвязи особенностей сейсмического строения исследуемого региона.

Для данного числа экспериментальных точек (скоростных колонок) коэффициент корреляции ($|r| \geq 0.15$ соответствует вероятности существования корреляционной связи более 95%). Такая оценка справедлива, однако, только для случая независимых измерений. Теория метода построения сейсмической модели не дает четкой оценки степени независимости модельных значений скоростей в соседних точках. Для получения ответа на вопрос, какие корреляции могут считаться достоверными, используем наличие двух вариантов сейсмической модели. Если считать коэффициенты корреляции, полученные для этих двух вариантов, случайными реализациями некоего “истинного” коэффициента корреляции, то по характерному различию этих двух реализаций можно оценить их достоверность. Проведя такое сопоставление, получаем, что коэффициенты корреляции $|r| \leq 0.1$ статистически незначимы;

а значения $|r| \geq 0.2$ соответствуют достоверной связи. Учитывая, что коэффициенты корреляции для двух вариантов сейсмической модели не вполне независимы (часть исходной информации является общей), примем, что корреляция является достоверной, если оба коэффициента корреляции по абсолютной величине превышают 0.25.

Перейдем теперь к обсуждению табл. 1 по существу выявляемых взаимосвязей. Значения матрицы коэффициентов корреляции указывают на взаимную корреляцию мощностей слоев с первого по третий, а также четвертого и пятого слоев. Из табл. 1 видно, что аналогично данным для мощности слоев имеет место положительная взаимная корреляция значений скоростей V_5 в слоях с первого по третий. Напротив, между значениями скоростей в 4-м и 5-м слоях наблюдается отрицательная корреляция. Характер взаимосвязи между скоростями V_5 в разных слоях поясняется на рис. 2, где скорости в слоях с 1-го по 4-й показаны в зависимости от значения скорости в 5-м слое. Из рисунка видно, что значения скоростей в слоях с 1-го по 3-й имеют четко выраженную тенденцию к росту с увеличением значений скорости V_5 ,

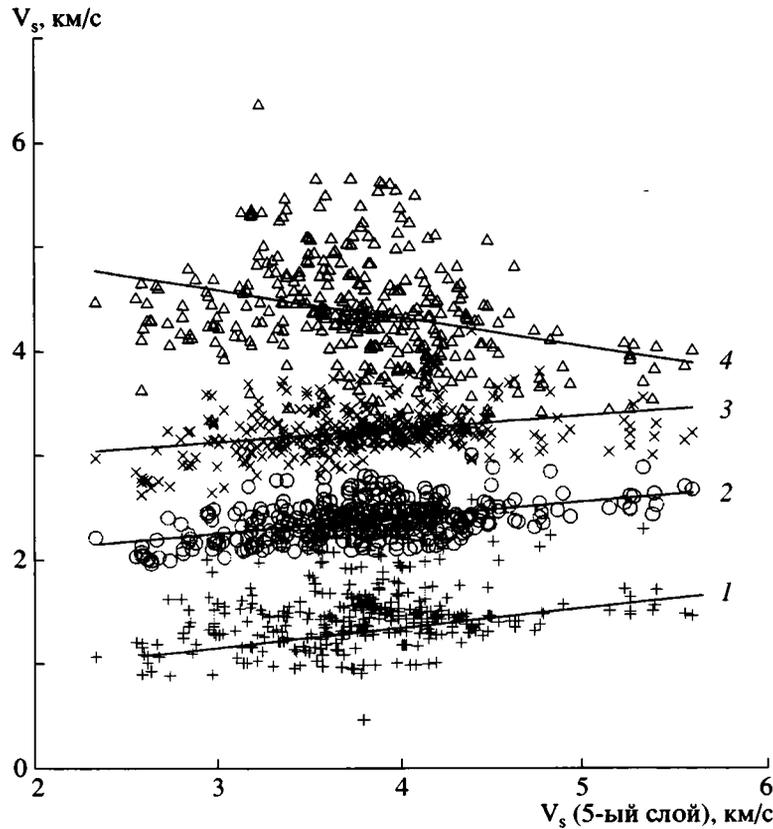


Рис. 2. Зависимость скоростей волн V_s в 1–4-м слоях сейсмической модели региона от величины скорости в 5-м слое (волноводе)

Цифры на рис. – номера слоев. Пояснения в тексте

в волноводе; напротив, скорости в 4-м слое с ростом V_s в волноводе уменьшаются.

Прежде чем переходить к обсуждению возможной природы выявленных корреляций, рассмотрим взаимосвязь глубинной структуры бассейна Южного Каспия с другими геофизическими параметрами. Приведем сначала результаты сопоставления параметров сейсмической модели с суммарной продольной проводимостью верхнего проводящего слоя земной коры. Обычно этот параметр трактуется как проводимость осадочного чехла, но, как будет видно из дальнейшего, в случае Южного Каспия заметный вклад вносят также и более глубокие горизонты. Значения суммарной проводимости в рассматриваемом регионе составляют порядка 10^4 сименс и более, что намного превышает характерные значения для соседних регионов Европейской платформы и Прикаспия. Результаты сопоставления данных по суммарной проводимости и параметров сейсмической модели представлены в табл. 2. Из таблицы видно, что для всех слоев наблюдается положительная корреляция (разной степени достоверности) суммарной проводимости с мощностью слоев. Такую связь естественно было ожидать для осадочного слоя, но она требует специального

объяснения для 4-го и 5-го слоев. При сравнении со значениями скоростей V_s выявляется отрицательная связь величины проводимости со скоростями в 1-м, 2-м и 5-м слое и положительная – со скоростями в 4-м слое.

Сопоставим теперь глубинное строение региона с данными о тепловом режиме. Тепловой режим характеризовался данными [23] о величинах поверхностного теплового потока и расчетными

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между величиной продольной проводимости и параметрами сейсмической модели

| Слой | 1 | 2 |
|------------------|------|-------|
| 1 | 0.16 | -0.27 |
| 2 | 0.42 | -0.67 |
| 3 | 0.25 | -0.03 |
| 4 | 0.32 | 0.25 |
| 5 | 0.17 | -0.24 |
| Полупространство | | -0.05 |

Примечание. 1, 2 – коэффициенты корреляции между величиной продольной проводимости и: 1 – мощностью, 2 – сейсмической скоростью V_s .

значениями теплового потока и температуры на границе М. При таком сопоставлении статистически значимые корреляции выявляются лишь в отдельных случаях, а именно наблюдается положительная корреляция для скоростей волн V_s во 2-м слое и в полупространстве со значениями теплового потока и с расчетными значениями температур на подошве земной коры. Корреляцию величин теплового потока со скоростями V_s во 2-м слое можно связать со степенью метаморфизма осадков: при этом большим значениям температуры соответствуют более метаморфизованные породы с большими значениями скоростей V_s . Природа связи между величинами теплового потока и значениями скоростей V_s в полупространстве не ясна.

Несколько неожиданный результат дает сопоставление величин проводимости и теплового потока. Выявляется сильная отрицательная корреляция проводимости со значениями теплового потока и температурой на границе кора–мантия. Корреляция имеет место как для всей области Каспийского моря и прилегающих территорий, так и отдельно для Южно-Каспийской котловины. Так как при расчете теплового поля на границе кора–мантия учитывалось теплоизолирующее влияние осадочного чехла, то характер корреляции, по-видимому, не является следствием роли осадочного чехла в формировании величины проводимости и теплового потока; о том же свидетельствует и форма изолиний соответствующих физических полей, существенно отличающаяся от формы изолиний мощности осадочного чехла.

Обсудим возможную физическую природу выявленных корреляций в плане их обусловленности характером теплового и/или флюидного режима. Для такого подхода есть основания. Давно известно, что на пересекающих Южно-Каспийскую впадину трассах прохождения сейсмических волн наблюдается аномальное поглощение [15]. Сильное поглощение указывает на падение добротности среды, что может вызываться сильным разогревом недр и/или повышенной концентрацией флюидной фазы. Предположение о сильном разогреве встречает, однако, существенные возражения. Данные по тепловому потоку и расчетные значения глубинных температур [23] не свидетельствуют о таком разогреве. Кроме того, вариации сейсмических скоростей V_s слишком велики, чтобы объясняться различиями глубинных температур. Действительно, изменения скоростей V_s с температурой для типичных пород осадочного чехла и верхней коры характеризуются величиной $(\delta V_s/V_s)/\delta T \leq (3-4) \times 10^{-5} \text{ 1/град}$ [24]. Таким образом, для возникновения типичных вариаций значений скоростей волн V_s в 5% потребовались бы изменения температур, приводящие к подплавлению, а для образования волновода (с уменьшением значений скоростей волн V_s на 20–25%) необходимо допустить высокую концентрацию расплава.

Такие предположения не согласуются со спокойным характером поля теплового потока и с отсутствием вулканических проявлений на территории бассейна.

Таким образом, выявленные эмпирические закономерности трудно объяснить разогревом недр Южного Каспия. Их, однако, легко объяснить особенностями флюидного режима. Повышенным содержанием водного флюида естественно объясняется связь параметров сейсмического разреза с величиной суммарной проводимости. Находит возможное объяснение и неожиданная отрицательная корреляция эффективной электропроводности и теплового потока. Действительно, более высокие температуры способствуют дегидратации осадочных пород с последующим удалением флюидной компоненты, что и должно приводить к уменьшению электропроводности.

Описанная выше взаимосвязь между значениями скоростей волн V_s в слоях с 1-го по 5-й (см. рис. 2) также может объясняться повышенной концентрацией флюида в недрах региона. Будем исходить из хорошо обоснованной модели развития глубоких осадочных бассейнов в результате развития процессов эклогитизации [2 и др.]. При эклогитизации происходит замещение базальтоидов более плотными эклогитовыми комплексами, что и создает условия для развития прогибания. Необходимой предпосылкой развития эклогитизации в условиях невысоких температур земной коры является наличие водного флюида, играющего роль катализатора превращения. В нашем случае естественно принять источником флюида зону волновода. Отжимаемые из волновода флюиды будут способствовать эклогитизации вышележащих нижнекоровых-верхнемантийных пород 4-го слоя и (вследствие уменьшения объема этих пород при эклогитизации и погружения блоков высокоплотных эклогитов в мантию) дальнейшему прогибанию и наращиванию осадочной толщи. Диапазон изменения скоростей волн V_s в 4-м слое не противоречит значениям, характерным для габбро и эклогитов (3.8 ± 0.3 и 4.4 ± 0.3 км/сек соответственно [24]). В подавляющем большинстве модельные значения V_s близки к характерным для эклогитовых комплексов. Резонно допустить, что поток флюида из зоны волновода тем интенсивнее, чем выше его концентрация в волноводе. Отсюда получаем качественную схему соотношения между вариациями скоростей волн V_s в 1-м–5-м слоях: чем ниже скорости в 5-м слое (выше содержание флюида), тем интенсивнее процессы эклогитизации и прогибания и тем интенсивнее процесс осадконакопления в вышележащих осадочных горизонтах. В рамках этой схемы пониженным значениям V_s в 5-м слое будут соответствовать повышенные значения в 4-м слое и пониженные значения V_s и увеличение мощности Н в 1–3-м слоях. Легко видеть соответ-

ствии такой модели эмпирическим данным (см. рис. 2, табл. 1).

Предложенная флюидогеодинамическая модель литосферы Южного Каспия носит качественный характер, а каждая из обсуждавшихся выше эмпирических взаимосвязей допускает, по-видимому, не одно альтернативное объяснение. Однако то, что эта предложенная модель позволяет объяснить всю совокупность эмпирических закономерностей, представляется обнадеживающим. Отметим также, что модель допускает возможность количественной проверки и детализации и вписывается в существующие представления о развитии глубоких осадочных бассейнов. Проверка модели может быть осуществлена на основе известных физических моделей и математического аппарата [5, 21 и др.] при получении дополнительных сведений о структуре Южного Каспия (прежде всего, данных о трехмерном распределении скоростей волн V_p и об изменении электропроводности литосферы с глубиной).

О ВОЗМОЖНОЙ РОЛИ ВОЛНОВОДА В ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ И ФЛЮИДНОМ РЕЖИМЕ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Выше было показано, что комплекс эмпирических взаимосвязей между параметрами глубинного строения и геофизическими полями Южного Каспия находит объяснение в рамках предположения о флюидонасыщенности вышележающей здесь зоны волновода. Данные о форме волновода подкрепляют предположение о его флюидонасыщенности. Волновод поднимается к земной поверхности в области Апшеронского порога и погружается под цепь Эльбурса (рис. 3, на котором дан усредненный разрез тектоносферы западной части бассейна Южного Каспия). При анализе распределения значений скоростей волн V_s по территории региона легко видеть, что к области подъема кровли волновода приурочены пониженные значения сейсмических скоростей в 1–3-м слоях сейсмотомографической модели и интенсивное развитие грязевого вулканизма ([27, 28 и др.], см. также рис. 3). На основании этого наблюдения А.Н. Якобсоном делается предположение о связи зоны волновода с развитием грязевого вулканизма. Складывается впечатление, что флюиды, выделяющиеся в области волновода, частью отжимаются вверх вдоль зоны волновода, а частью прорывают вышележащие слои кристаллического фундамента и осадочного чехла.

Предположение о связи зоны питания грязевых вулканов с областью волновода подкрепляется результатами анализа состава вулканической брекчии. Согласно [22], в составе выброшенного материала находят остатки миоценовой фауны и даже (в подошве выброшенных комплексов) отдельные глыбы палеогенового возраста. Отсюда следует, что часть выброшенного мате-

риала исходно залегала существенно ниже подошвы слоя быстрого осадконакопления, имевшего место в регионе в последние 5 млн. лет. В рамках модели связи зоны питания грязевых вулканов со слоями быстрого накопления молодых осадков происхождение миоценовых и, тем более, палеогеновых компонент в составе вулканической брекчии трудно объяснить. Действительно, до позднего миоцена регион характеризовался медленным прогибанием, без каких-либо следов грязевого вулканизма. Включение компонент подстилающих более древних осадочных пород в состав грязевулканической брекчии естественно, если наиболее глубокой частью зоны питания грязевых вулканов является область сквозькорового волновода. Решающим аргументом в пользу такого предположения явилось бы нахождение в составе брекчии включений пород кристаллического фундамента. Следует ожидать, однако, что доля таких компонент должна быть существенно ниже, чем осадков палеогена.

Геометрическая форма волновода и малые близкие к скоростям в осадочных породах значения скоростей волн V_s в волноводе дают определенное основание для его трактовки как зоны глубинного надвига (палеосубдукции). Обсудим эту трактовку более подробно.

Областям повышенных значений градиентов поля высот геоида соответствуют сейсмоактивные зоны, в которых, наряду с коровыми, регистрируются и верхнемантийные землетрясения (см. рис. 1, где по данным мирового каталога PDE приведены представительные события с магнитудой более 4.5). На основании характера сейсмичности и широкого развития в регионе деформаций сжатия в ряде публикаций [16 и др.] было высказано предположение о наличии в районе Апшеронского порога крупной зоны поддвига с падением сейсмофокальной поверхности на северо-северо-восток. Зону такой конфигурации естественно рассматривать как продолжение системы глубинных надвигов Северного Кавказа [19 и др.].

Проведенный автором анализ показывает, однако, что сейсмические данные не дают оснований для вывода о наклоне сейсмофокальной зоны в северном направлении. Ситуация здесь аналогична таковой для многих слабоактивных в сейсмическом отношении зон Беньофа (Испания, Индокитай и др.), где данные по расположению редких очагов подкоровых землетрясений дают возможность определить вероятное простирание зоны субдукции, но не позволяют описать ее форму. Отсюда представляется возможным и другое направление падения зоны поддвига – южное, под горную цепь Эльбурса. Такой вариант конфигурации зоны согласуется с формой волновода. Ранее такая геометрия зоны палеосубдукции была принята в модели палеотектонической реконструкции для района Средиземного моря и Передней Азии [32]. Согласно [32], в раннем миоцене



Рис. 3. Осредненный сейсмический профиль поперек западной части Южно-Каспийского бассейна
Цифры – скорости волн V_s ; пунктир – границы слоев по томографической модели; сплошные линии – интерпретация разреза как палеозоны субдукции

произошло отмирание длительно функционировавшей североиранской зоны субдукции с падением на север, под южные отроги Эльбурса. Вместо нее в среднем миоцене произошло заложение на акватории Южного Каспия зоны поддвига с падением на юг.

Предложенная в [32] трактовка подкрепляется рядом независимых свидетельств. Из работы [34], в которой рассматриваются особенности строения верхней мантии региона, видна определенная аналогия глубинной структуры цепи Эльбурса и Эллинической островной дуги. Обе структуры характеризуются повышенным поглощением в верхней мантии, причем направление минимального поглощения в обеих структурах ориентировано перпендикулярно их простиранию. В [30] на основе анализа гравитационного поля делается вывод о развитии в верхней мантии Южно-Каспийской котловины направленного вниз потока вещества. Наконец, отметим временную корреляцию предполагаемого, по [32], начала процесса субдукции в Южно-Каспийском бассейне с резким изменением здесь тектонических условий [9]. Согласно [1, 9 и др.], около 5 млн. лет назад на акватории Южного Каспия резко ускорился процесс погружения и началась активная грязевулканическая деятельность. Процесс аномально быстрого (2–3 мм/год) погружения можно связать с развитием структур глубоководного желоба. Что касается грязевулканической активности, то последняя, как показали результаты подводных исследований [33 и др.], типична для современных глубоководных желобов.

В сумме приведенные данные подкрепляют трактовку бассейна Южного Каспия как аналога структур аккреционной призмы и глубоководно-

го желоба, а цепи Эльбурса – как не вполне развитой островной дуги. Однако прежде чем переходить к рассмотрению следствий из этой модели, обсудим ряд несоответствий такой трактовки. Прежде всего, обращает на себя внимание проблематичность трактовки зоны волновода на рис. 3 как субдуцированного слоя осадков. Действительно, согласно расчетам [18] и данным по известным зонам субдукции, слой осадков большой мощности не могут затаскиваться в мантию. Оценки мощности субдуцированных осадочных слоев в хорошо изученных зонах субдукции не превосходят 5–8 км. Основная масса осадков должна соскабливаться с погружающейся плиты и включаться в состав аккреционной призмы. Соответственно, волновод, имеющий на рис. 3 мощность более 10 км, вряд ли может рассматриваться как слой субдуцированных осадков.

Возможное объяснение отмеченного несоответствия состоит в неизбежной генерализации особенностей внутреннего строения при построении сейсмотомографической модели методом рэлеевских волн. Как уже отмечалось ранее, сейсмическая модель в этом методе задается “средне-блочными” значениями скоростей V_s . Отсюда следует, что реальная сейсмическая аномалия в слое волновода может быть сильнее, а реальная мощность волновода – меньше. Некоторая генерализация была внесена дополнительно и при построении профиля рис. 3, где скорости определялись как средние значения для соседних ячеек. Расширение зоны волновода может обуславливаться также включением в эту зону части мантийного клина надвинутого блока, особенно сильно обогащенного отжимаемым из зоны субдукции флюидом.

Другое несоответствие между имеющимися данными и моделью субдукции связано со слабой сейсмичностью котловины Южного Каспия. Причина этого явления не вполне понятна. Заметим только, что в рамках обсуждаемой интерпретации котловина является аналогом областей разветвения аккреционной призмы и континентального склона современных зон субдукции. А эти области выделяются на сейсмических разрезах зон субдукции как относительно слабосейсмичные. Кроме того, согласно персональному сообщению профессора В.М. Панахи (Behrouz M. Panahi), результаты современных сейсмических наблюдений свидетельствуют, что сейсмичность котловины Южного Каспия не столь мала, как это можно было предполагать ранее.

Исходя из совокупности приведенных выше аргументов (в качестве рабочей гипотезы) примем, что волновод отвечает зоне (палео)субдукции. Обсудим, какова возможная роль этой зоны в формировании геодинамического и флюидного режимов бассейна Каспия. Наиболее важными и дискуссионными здесь являются проблемы формирования водного режима Каспия и оценки нефтегазоносности региона.

В работе [1], в результате анализа комплекса геолого-геофизических данных по истории развития Каспия, обосновывается, что история колебаний уровня Каспийского моря не вполне отвечает климатической модели. Выявленные здесь сильные циклические изменения уровня моря в ряде случаев не вписываются в рамки климатической модели. Характерными особенностями таких циклов являются уменьшение амплитуды отклонений с течением времени и форма циклического колебания: цикл начинается резким прогибанием ложа Южно-Каспийской котловины, за которым следует лавинообразная седиментация с постепенным возвращением уровня моря на исходные отметки [1]. В рамках обсуждаемой модели обе эти особенности находят возможное объяснение. Предоставляется возможное связать выявленные в работе [1] импульсные прогибания ложа Южного Каспия с описанными в [2] многочисленными примерами импульсных прогибаний, возникающих вследствие неравномерности развития эклогитизации и эпизодов погружения плотных блоков эклогитизированных пород в мантию. Отметим, что применительно к Южному Каспию модель эклогитизации подкрепляется характером коррелированности скоростей сейсмических волн на разных структурных этажах (см. рис. 2). Что касается затухания амплитуды импульсов прогибания со временем, то эта особенность может объясняться прекращением миоценового этапа субдукции с постепенным затуханием всего комплекса связанных с ней процессов.

Важным следствием гипотезы существования палеозоны субдукции на акватории Южного Каспия является возможность существования здесь

дополнительного мантийного резервуара водных и углеводородных флюидов. Обсудим возможный вклад такого резервуара в водный баланс региона. Для этого оценим максимальный поток воды, который мог бы захватываться и уноситься в глубокие горизонты литосферы в зоне субдукции. Эта оценка даст нам верхний предел среднего по времени потока, который может отжиматься из зоны палеосубдукции наверх. Примем длину зоны субдукции равной ширине Каспийского бассейна (около 300 км). Мощность слоя осадков примем в 3 км. Скорость субдукции зададим равной $V = 5$ см/год. Коэффициент водонасыщенности молодых субдуцируемых осадков примем равным $k = 0.5-0.7$ [9]. Отсюда получаем оценку соответствующего водного потока: $Q = 3 \times 10^7$ (м³/год).

Будучи распределен по поверхности Каспия, такой поток Q дает весьма скромный (менее 0.01 см/год) вклад в изменение уровня моря. Полученная оценка почти на три порядка меньше характерных значений невязок водного баланса Каспия [7]. Возможное увеличение роли обсуждаемого фактора связано с тремя обстоятельствами. Перечислим их в порядке возрастания неопределенности и величины поправки. Во-первых, следует учесть не только физически, но и химически связанную воду в водосодержащих минералах осадочного слоя и кристаллической коры. Такой учет дает потенциальный рост потока до 50%.

Во-вторых, есть основания предположить развитие процессов серпентинизации и последующей десерпентинизации верхней мантии погружающейся плиты на глубину до 40–50 км. Новые данные в поддержку широкой распространенности такого процесса приведены в [36]. Принимая те же параметры для зоны субдукции и используя данные о водосодержании (13% по массе) и плотности (2.6 г/см³) серпентина [21, 24], получаем, что соответствующий поток мог бы достигать 0.19×10^9 м³/год. Здесь обращает на себя внимание совпадение полученной оценки со средней по времени величиной (0.18×10^9 м³/год) максимального объема эруптивных вод, выбрасываемых в регионе в ходе грязевого вулканизма [11]. Близость этих двух величин в рамках обсуждаемой модели представляется ожидаемой и может трактоваться как независимое свидетельство в поддержку этой модели. Отметим, что предположение о роли зоны волновода как глубинного источника флюидов для грязевого вулканизма было подкреплено ранее данными о коррелированности формы волновода и расположения грязевых вулканов, а также данными по составу грязевулканической брекчии.

Наконец, в третьих, следует иметь в виду, что вынос воды из (палео)зоны субдукции является заведомо нестационарным процессом. С учетом также и этого последнего обстоятельства можно предположить, что вклад зоны (палео)субдукции в формирование водного баланса Каспия на неко-

торых интервалах времени может оказаться существенным.

В завершение кратко остановимся на возможной роли палеозоны субдукции как источника углеводородных флюидов. В [25] формулируются условия образования гигантских месторождений углеводородов. Эти условия включают: 1) наличие огромных запасов исходного вещества для образования углеводородов, 2) возможность формирования месторождения по схеме проточного реактора с локализованным перетоком вод порядка 10^{11} тонн, 3) наличие дополнительных источников энергии для формирования углеводородных соединений, 4) существование чрезвычайно мощных коллекторов.

Легко видеть, что все перечисленные условия реализуются в модели палеозоны субдукции. Действительно, необходимые запасы исходного вещества обеспечиваются большим объемом субдуцированных осадков и аккреционной призм. Относительно жесткие термодинамические условия зоны субдукции создают источник дополнительной энергии. Отжимаемые вдоль зоны палеосубдукции флюиды обеспечивают необходимый объем перетока вод за срок существенно менее 1 млн. лет. Перекрывающие зону породы аккреционной призмы создают предпосылки для образования разнообразных коллекторов и изолирующих покрышек. Применительно к району Южного Каспия обоснованность модели подкрепляется выводом [26] о преимущественно субвертикальной форме питания месторождений нефти в этом регионе. Представляется возможным, что именно с подтоком углеводородов из палеозоны субдукции связано и значительное превышение объемов выноса метана грязевыми вулканами Восточного Азербайджана над оценками генерирующей способности известных здесь приповерхностных осадочных пород [6].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведен комплексный анализ геолого-геофизических данных по истории развития, глубинному строению и характеру геофизических полей Южно-Каспийской впадины и прилегающих территорий. Исследована связь выявленного в земной коре и верхней мантии региона слоя пониженных скоростей волн V_s с другими геофизическими параметрами. На основании проведенного анализа делается вывод о высоком содержании флюидной фазы не только в мощном осадочном чехле Южно-Каспийской впадины, но также и в выявленном здесь коровом и верхнемантийном волноводе. Волновод наиболее развит в западной части впадины, где он поднимается к земной поверхности в области Бакинского архипелага и Апшеронского порога и погружается под цепь Эльбурса на глубину 50 и более километров. Область подъема волновода к земной поверхности

совпадает с зоной наиболее активного развития грязевого вулканизма.

Выявленный слой пониженных скоростей в пизах коры и в верхней мантии Южно-Каспийской котловины интерпретируется в рамках модели глубинного надвига или (палео)зоны субдукции. В пользу такой интерпретации (кроме формы волновода) свидетельствуют развитие в области Апшеронского порога и под цепью Эльбурса очагов подкоровых землетрясений, наличие здесь типичных для зон субдукции и глубинных надвигов линейных аномалий изменения высот геоида, а также результаты палеотектонической реконструкции региона и проведенного нами корреляционного анализа.

Обсуждается возможная роль предполагаемой зоны палеосубдукции в формировании флюидогеодинимического режима Южно-Каспийского региона. Средний по времени поток отжимаемого из зоны палеосубдукции водного флюида примерно на два порядка меньше характерных значений невязок водного баланса Каспия. Однако, ввиду очевидной неравномерности процесса разгрузки, на некоторых интервалах времени роль глубинного подтока может оказаться заметной. Еще более существенной представляется возможная роль палеозоны субдукции как дополнительного источника углеводородных флюидов.

В работе использованы материалы Мирового центра данных Б2 и базы данных, подготовленной в ходе выполнения проекта РФФИ № 95-07-19378. Автор выражает свою признательность Н.А. Сергеевой из МЦД-Б2 за предоставление геофизических данных и П.П. Медведеву и А.Н. Якобсону (участникам указанного проекта РФФИ). Автор благодарен также Ю.Г. Леонову за проявленный интерес и поддержку со стороны научно-технической программы Миннауки РФ "Глобальные изменения природной среды и климата". Публикация подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 01-05-64400.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г. Геологические события и изменения уровня Каспийского моря // *Геоэкология*. 1996. № 3. С. 38–50.
2. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
3. База геофизических данных Европейской части бывшего СССР ГЦ РАН (составитель Б.С. Вольвовский). М.: Архив ГЦ РАН, 1996.
4. Баранова Е.П., Косминская И.П., Павленкова Н.И. Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по Южному Каспию // *Геофиз. журн.* 1990. Т. 12. № 5. С. 60–67.
5. Баюк И.О., Родкин М.В. Моделирование упругих свойств и электропроводности иерархически устроенных композитов (горных пород) на основе метода ОСП // *Физика Земли*. 1998. № 12. С. 3–14.

6. *Валяев Б.М.* Углеродородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 30–37.
7. *Голицын Г.С., Панин Г.Н.* Еще раз об изменении уровня Каспийского моря // Вестн. АН СССР. 1989. № 9. С. 59–63.
8. *Голубов Б.Н.* Аномальный подъем уровня Каспия и техногенная дестабилизация недр // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1994. № 1. С. 110–123.
9. *Зверев В.П., Костикова И.А.* Гидрогеологические особенности осадочного чехла Южной мегавпадины Каспийского бассейна // Геоэкология. 1999. № 3. С. 260–267.
10. *Зейналов Г.А., Фейзулаев А.А.* Разломная тектоника и ее роль во флюидодинамике в Южно-Каспийском бассейне // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Материалы 3-ей Международной конференции. 1999. М.: МГУ, 1999. С. 101–103.
11. *Зекцер И.С., Племенов В.А., Касьянова Н.А.* О роли современной тектоники и грязевого вулканизма в водно-солевом балансе Каспийского моря // Водные ресурсы. 1994. № 4. С. 437–443.
12. ИНТЕРНЕТ: <http://cddisa.gsfc.nasa.gov/926/egm96/egm96.html>
13. ИНТЕРНЕТ: <http://gis.iitp.ru/>
14. ИНТЕРНЕТ: <http://www.wdcb.rssi.ru/~rodkin/Kaspil.html>
15. *Ландырева Н.С.* Определение $M_{\text{ГН}}$ при составлении "Сейсмологического бюллетеня сети опорных сейсмических станций ЕССН" // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: Наука, 1974. Т. 2. С. 9–18.
16. *Лилиенберг Д.А.* Тенденции изменения современной эндодинамики Каспия и изменения уровня моря // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 6. С. 745–749.
17. *Лилиенберг Д.А.* Проблемы морфотектоники, геодинамики и геоэкологии Каспия на международных симпозиумах 1995 года // Изв. РАН. Сер. географ. 1998. № 6. С. 140–146.
18. *Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г.* Условия поглощения осадков в глубоководных желобах // Тектоника литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1976. С. 89–102.
19. *Никишин А.М.* Тектоническая история Кавказско-Скифско-Черноморского региона в мезозое и кайнозое // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 356–359.
20. *Родкин М.В.* О возможной связи колебаний уровня Каспийского моря с сейсмичностью // Изв. РАН. Физика Земли. 1992. № 6. С. 112–122.
21. *Родкин М.В.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сеймотектонике // М.: Нац. геофиз. комитет, 1993. 194 с.
22. *Семенович В.В.* Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов // М.: МГУ, 2000. 108 с.
23. *Смирнов Я.Б.* Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1 : 10000000). М.: ГУГК, 1980.
24. Справочник физических констант горных пород // Ред. С. Кларк. М.: Мир, 1969. 543 с.
25. *Трофимук А.А., Молчанов В.И., Параев В.В.* Особенности геодинамических обстановок формирования гигантских месторождений нефти и газа // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 5. С. 673–682.
26. *Фейзулаев А.А.* О механизме формирования залежей нефти в неогеновых отложениях Южно-Каспийской впадины // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Материалы 3-ей Международной конференции. 1999. М.: МГУ. С. 273–276.
27. *Якобсон А.Н.* Сейсмическая томография посредством рэлеевской волны // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 126–135.
28. *Якобсон А.Н.* Скорость сейсмической поперечной волны в литосфере Южного Каспия // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 258–260.
29. *Якубов А.А., Дадашев П.Г., Мехмиев А.К.* Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983. 70 с.
30. *Artemjev M.E., Kaban M.K.* Density inhomogeneities, isostasy and flexural rigidity of the lithosphere in the Transcaspian region // Tectonophysics. 1994. Vol. 240. P. 281–297.
31. *Clauer N., Chaudhuri S., Toulkeridis T., Blanc G.* Fluctuations of Caspian Sea level: Beyond climatic variations // Geology. 2000. № 11. P. 1015–1018.
32. *Gealey W.K.* Plate tectonic evolution of the Mediterranean – Middle East region // Tectonophysics. 1988. Vol. 155. № 1–4. P. 285–306.
33. *Henry P., Le Pichon X., Lallemand S., Lance S., Martin J.B., Foucher J.-P., Fiala-Medioni A., Rostek F., Guilhaumou N., Pranal V., Castrec M.* Fluid flow in and around a mud volcano field seaward of the Barbados accretionary wedge: Results from Manon cruise // J. Geoph. Res. 1996. Vol. 101. № B9. P. 20297–20323.
34. *Kopnischev Yu. F.* Lateral inhomogeneities of the lithosphere and asthenosphere and their relation to tectonics and seismicity // J. Earthquake Predict. Res. 1992. Vol. 1. P. 207–221.
35. *Mangino S., Priestley K.* The crustal structure of the southern Caspian region // Geoph. J. Int. 1998. Vol. 133. P. 630–648.
36. *Peacock S.M.* Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? // Geology. 2000. Vol. 29. P. 299–302.

Рецензенты: Ю.А. Волож,
Ю.Г. Леонов, Ю.Н. Авсюк

Fluid-Geodynamic Model of the South Caspian Lithosphere

M. V. Rodkin

Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, ul. Molodezhnaya 3, Moscow, 117296 Russia

Abstract—An analysis of data on the structure of the South Caspian Sea has provided grounds for presuming an existence in the upper mantle of this region of a thick fluid-saturated layer descending from the Apsheron Threshold under the Elburz Mountain chain. A possible nature of this layer and its role both in the formation of the geodynamic regime of the region and as an additional source of deep aqueous and hydrocarbon fluids is discussed in this paper.

УДК 551.24/551.21(519+520)

КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ КОРЕЙСКО-ЯПОНСКОГО РЕГИОНА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ

© 2003 г. Н. И. Филатова¹, П. И. Федоров²¹Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 109180, Москва, Старомонетный пер., 22²Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 15.01.2001 г.

Выявленные закономерности изменчивости состава кайнозойских вулканитов в вертикальном и латеральном направлениях в пределах Корейско-Японского региона позволили реконструировать возможные геодинамические условия формирования этого гетерогенного магматического комплекса и предполагаемых его источников. Этот магматизм протекал в постсубдукционной обстановке растяжения, которая была обусловлена Индо-Евразийской коллизией, предопределившей трансформный характер границы Евразийской и Тихоокеанской плит. Эволюция кайнозойского вулканизма зон растяжения континентальной окраины проходила от шшонитов олигоцена (малоглубинный источник в претерпевшей древний субдукционный метасоматоз континентальной литосферной мантии) к щелочным, типично внутриплитным базальтоидам (предполагаемый нижнемантийный апвеллинг). Интенсивность нижнемантийного источника возросла в интервале плиоцен–голоцен, когда вулканизм внутриплитного типа охватил восточный край Евразии, территорию завершившего развития Японского моря и юго-западную Японию. Возникшая в раннем и начале среднего миоцена латеральная магматическая зональность была обусловлена раскрытием (по системе сдвигов) Японского бассейна, магматизм которого эволюционировал от обогащенных толеитов к деплетированным, связанным с астеносферным источником, лавам; активный спрединг отразился в накоплении MORB-подобных толеитов в прилежащих частях Евразийского континента и микроконтинента Японии. Охарактеризовано несколько возможных причин неравномерной “зараженности” субдукционным компонентом кайнозойских лав Корейско-Японского региона, формировавшихся в условиях отсутствия синхронной зоны субдукции. Отсутствие в Японии островных дуг, предшествовавших или синхронных раскрытию Японского моря, не позволяет рассматривать его в качестве тылового; по механизму образования Японское море представляет бассейн типа пулл-апарт, являющийся одной из разновидностей категории окраинноморских бассейнов.

Проблема развития в кайнозое восточного края Евразийской плиты, а также характера ее сочленения с плитами Тихого океана включает много еще не решенных вопросов и обсуждается в ряде публикаций [1, 3–5, 14, 27, 43, 51, 56 и др.]. Эта проблема в целом, как и один из ее аспектов – происхождение окраинных морей Тихого океана, решается в этих исследованиях на основе синтеза различных данных: геологических, петрологических, магнитных и др., в последнее время дополненных результатами сейсмотомографии, позволяющими рассматривать историю формирования структур сочленения континентальной и океанической плит на фоне глубинных процессов [6, 7, 28 и др.].

Поскольку изменение кинематики и геодинамики литосферных плит, несомненно, отражается на составе формирующихся магматических образований, реальным представляется решение и обратной задачи – реконструкции геодинамических и тектонических событий на основе анализа изменчивости составов магматических пород. Возможности такого подхода к раскрытию особенностей кайнозойской истории азиатской окраины в этой статье продемонстрированы на мате-

риалах по магматизму Корейско-Японского региона. Проведенные (одним из авторов статьи) полевые исследования кайнозойских вулканитов в пределах всего п-ова Кореи, а также на о-ве Чечжудо Цусимского пролива выявили гетерогенность состава этих пород как в возрастном отношении, так и по латерали. Привлечение опубликованных данных по магматизму Японского моря и о-вов Японии позволили проследить закономерности изменения кайнозойских вулканитов по протяженному трансекту от китайско-корейского края континента до периферических частей Тихоокеанской и Филиппинской плит и обсудить возможные геодинамические причины этой гетерогенности.

ХАРАКТЕРИСТИКА КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КОРЕЙСКО-ЯПОНСКОГО РЕГИОНА

Корейский полуостров

В пределах Кореи спорадически распространенные ареалы олигоцен-голоценовых вулканитов (рис. 1) приурочены к зонам растяжения. Они накапливались в результате трещинных излия-

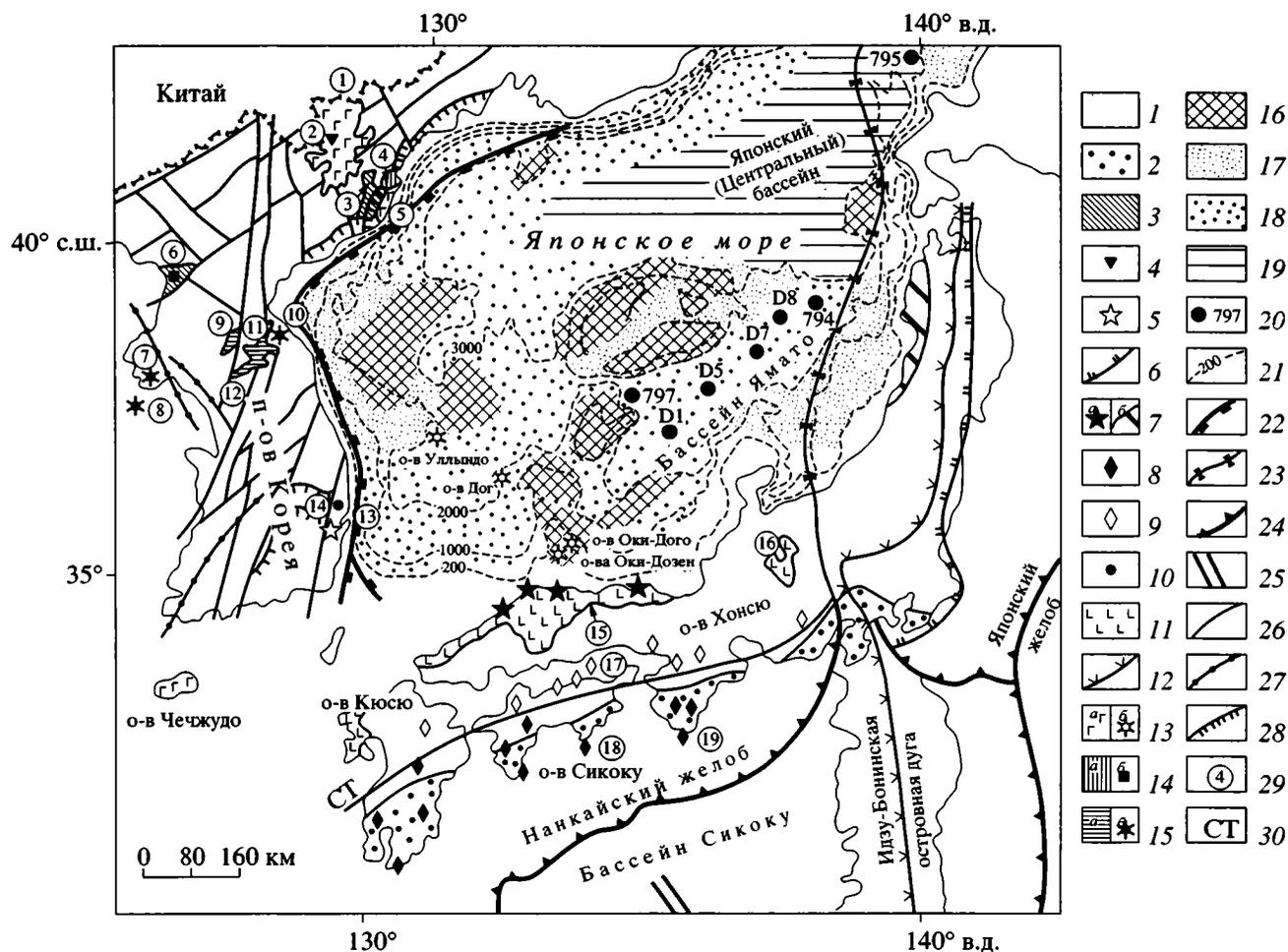


Рис. 1. Схема размещения позднеэоценовых–голоценовых магматических образований в Корейско-Японском регионе
 1 – докембрийские–мезозойские образования в пределах Кореи и Японии; 2 – терригенные породы меловой–раннепалеогеновой аккреционной призмы (зона Симанто); 3 – позднеэоценовые–олигоценые терригенные и вулканогенные породы (шошонитовая серия); 4–6 – нижне-среднемиоценовые вулканиты: 4 – базальты умереннощелочной серии, 5 – дифференцированные породы толеитовой серии, 6 – фронт зоны толеитовых высокомагнезиальных и бимодальных вулканитов северо-восточной части о-ва Хонсю, по [93]; 7–9 – среднемиоценовые вулканиты о-ва Хонсю: 7 – толеиты: а – зоны Мацуе, по [62] (грабен Симане, по [95]), б – грабена Акита-Ямагата, по [95], 8 – бимодальная ассоциация (включая толеиты) Фронтальной (Маруяма-Сиономисаки) вулканической зоны [29, 96], 9 – бимодальная ассоциация (включая высокомагнезиальные вулканиты) зоны Сетучи, по [29, 96]; 10 – среднемиоценовые базальты щелочной серии; 11 – верхнемиоцен–голоценовые преимущественно щелочные базальтоиды; 12 – фронт верхнемиоцен–голоценовых островодужных вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий северо-восточной части о-ва Хонсю и Идзу-Бонинской островной дуги, по [94]; 13, 14 – плиоцен–четвертичные вулканиты: 13 – базальтоиды умереннощелочной, щелочной, изредка – толеитовой серий, а также трахиты и щелочные риолиты: а – ареалы, б – внемасштабные выходы, 14 – базальты толеитовой серии: а – ареал, б – внемасштабный выход; 15 – четвертичные базальты щелочной серии: а – ареал, б – внемасштабные выходы; 16–19 – кора Японского моря, по [89] (для остальной части морских акваторий, включая Желтое море, строение дна не показано): 16 – континентальная, 17 – континентальная, испытавшая деструкцию, 18 – континентальная, испытавшая рифтогенез и рассеянный спрединг, 19 – новообразованная окраинноморская; 20 – местоположение скважин ODP (794, 795, 797) и драгировок (D1, D5, D7, D8); 21 – изобаты морского дна, м; 22 – гравитационная ступень, по [2, 47]; 23 – зона сжатия в Японском море, по [43, 52, 96 и др.]; 24 – глубоководный желоб; 25 – зона палеоспрединга бассейна Сикоку, по [20]; 26 – преимущественно сдвиги; 27 – преимущественно сбросы; 28 – предполагаемые листрические сбросы; 29 – главные вулканические ареалы (1–14 – п-ова Корея: 1 – Пэктусан, 2 – Онсупхён, 3 – Намсок грабена Кильчу-Менчхон, 4 – Мёнган, 5 – ареалы горста Чхильбосан, 6 – Анджу, 7 – Чаньён, 8 – Пэннёндо, 9 – Синге-Коксан, 10 – Тхончхон, 11 – Вонсан, 12 – Чугарён, 13, 14 – ареалы грабена Пхохан-Яннам: 13 – зоны Яннам, 14 – зоны Пхохан; 15–19 – юго-западной и центральной частей о-ва Хонсю: 15 – площади Чугоку, 16 – центральной части о-ва Хонсю, 17 – о-ва Содо-Сима, 18 – Маруяма п-ова Мурото, 19 – Сиономисаки и Сиина п-ова Кии); 30 – Срединная Тектоническая Линия Японии

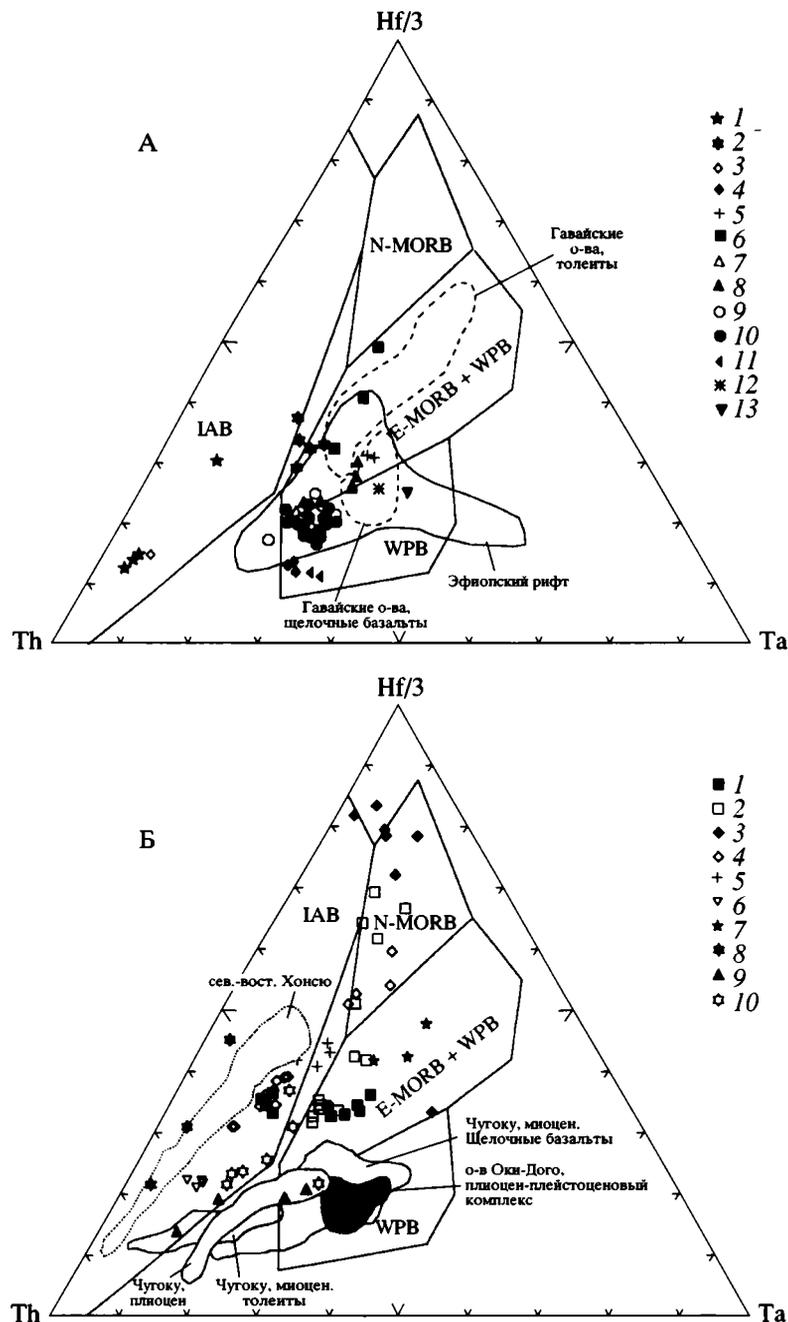


Рис. 2. Дискриминантная диаграмма Th-Hf-Ta для кайнозойских вулканических комплексов Корейско-Японского региона

А. Корея и о-ва прилегающих акваторий. Комплексы: 1–3 – олигоценовый Намсок, шошониты; 2–4 – миоценовый: 2 – Онсупхен, щелочные базальты, 3, 4 – грабен Пхохан-Яннам: 3 – зона Яннам, толеиты, 4 – зона Пхохан, щелочные базальты; 5–10 – плиоцен-четвертичный: 5 – Анджу, толеиты, 6 – Пэктусан, толеиты, 7, 8 – ареалы горста Чхильбосан: 7 – умереннощелочные базальты, 8 – щелочные базальты; 9, 10 – о-в Чечжудо: 9 – толеиты, 10 – щелочные базальты; 11 – о-в Уллындю, щелочные базальты, по [65]; 12, 13 – четвертичный, щелочные базальты: 12 – Чаньён, 13 – Тхончон.

Б. Япономорский регион. 1–5 – миоценовые толеиты скважин ODP [15, 76]: 1, 2 – скв. 794: 1 – верхний и 2 – нижний комплексы, 3, 4 – скв. 797: 3 – верхний и 4 – нижний комплексы, 5 – скв. 795; 6, 7 – среднемиоценовые комплексы о-ва Сикоку, Япония, по [36]; 6 – Сиина, 7 – Маруяма; 8, 9 – о-в Оки-Дого [97]: 8 – нижнемиоценовые шошониты, 9 – верхнемиоценовые щелочные базальты; 10 – среднемиоценовые толеиты зоны Мацуе, по [95].

Поля составов базальтов о-вов Оки, по [63, 65, 97], площади Чугоку (юго-запад о-ва Хонсю), по [39, 60, 62, 63, 65], северо-восток Хонсю, по [48, 78, 80, 87], Гавайских о-вов, по [18, 21, 57 и др.], Эфиопского рифта, по [32].

Поля базальтов различных геодинамических обстановок [98]: N-MORB – деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов, E-MORB+WPB – обогащенных толеитов срединно-океанических хребтов и толеитов внутриплитных структур, WPB – внутриплитных щелочных базальтов, IAB – базальтов островных дуг и активных континентальных окраин

ний или при формировании крупных щитовых вулканов. Наиболее характерны для них сложенные субгоризонтально залегающими потоками базальтоидов лавовые плато, протягивающиеся вдоль крупных сбросов и сдвигов либо занимающие кайнозойские грабены [2, 9, 11, 12 и др.].

Ранние проявления постсубдукционного вулканизма [8, 9] в Корейском регионе представлены олигоценowymi базальтами и андезитобазальтами шошонитовой серии ареала Намсок (см. рис. 1), характеризующимися низкими концентрациями титана, повышенной щелочностью вследствие калиевой специализации, высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE) и высокозарядных некогерентных элементов (HFSE). Интенсивный Ta-Nb-минимум и положение на диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 2,А) обуславливают определенное химическое сходство олигоценowych базальтоидов с надсубдукционными известково-щелочными сериями (IAB). Однако слабо фракционированное распределение редкоземельных элементов (REE) отличает их от шошонитов островных дуг и активных континентальных окраин. Кроме того, структурная приуроченность шошонитов Намсок к кайнозойскому грабену Кильчу-Менчхон северного обрамления Японского моря свидетельствует об их связи с первыми фазами растяжения края континента [9].

Нижнемиоценовые вулканиды, выявленные на двух участках Корейского п-ова (см. рис. 1): на севере его, в ареале Онсупхен, и на крайнем юго-востоке, в грабене Пхохан-Яннам, резко различны по химическому составу. В ареале Онсупхен горного массива Пэктусан базальтоиды (19.9–15.1 млн. лет [101]) относятся к умереннощелочной серии с доминирующими внутриплитными свойствами: повышенной щелочностью, сильно фракционированным распределением REE, высоким содержанием большинства HFSE. Вместе с тем вулканиды Онсупхен еще несут черты известково-щелочной серии – относительно невысокое содержание TiO_2 (1.2–1.7%), отчетливый (но меньший, чем в шошонитах палеогена) Ta-Nb-минимум, смещение на диаграмме Th-Hf-Ta (см. рис. 2,А) из поля базальтов типа E-MORB и WPB на границу области IAB.

На юго-востоке Кореи, в зоне Яннам, нижнемиоценовые вулканиды образуют дифференцированную базальт-дацитовую толеитовую серию с K-Ag датировками 22.4–14.6 млн. лет [58, 88 и др.]. Базальтам свойственны умеренно повышенные содержания HFSE (за исключением Nb и Ta), слабо фракционированное распределение REE, что сближает их с толеитами E-MORB; однако породы имеют и субдукционную метку, что следует из характера распределения HFSE и Ta-Nb-минимума. Базальты отличаются относительно высокими величинами $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512643–0.512843$

[49, 81, 88]. Установлена комплементарность составов пород основного и среднего-кислого состава [8]. Последним свойственно обогащение легкими REE (LREE) и LILE, а также Eu-минимум.

Среднемиоценовые вулканиды в Корее весьма редки: в зоне Пхохан (см. рис. 1) выявлены лишь единичные дайки оливиновых щелочных базальтов с возрастом 15.2–13.6 млн. лет [88]. Они характеризуются [8, 12] высокими содержаниями щелочей, LILE, LREE, Nb, Ta, Zr, высокими значениями La_N/Yb_N и аналогичны по составу WPB (см. рис. 2,А). $^{143}Nd/^{144}Nd$ -отношения варьируют от 0.512831 до 0.512845 [49, 88].

Верхнемиоценовые вулканиды в пределах п-ова Корея неизвестны, тогда как плиоцен-четвертичные распространены довольно широко. Наиболее крупные их ареалы: Пэктусан, Чхильбосан и Мёнган (см. рис. 1) – формировались в интервале 5 млн. лет – исторический этап [2]. В этих ареалах преобладают базальтоиды щелочной и умереннощелочной серий при подчиненной роли щелочных кислых вулканидов и неоднородных по составу толеитов [9].

В ареале Пэктусан базальты умереннощелочной серии формируют нижнюю толщу и по высокому содержанию HFSE и La_N/Yb_N -отношению аналогичны составам WPB или E-MORB, имея слабый Ta-Nb максимум. Залегающие выше толеиты характеризуются мало дифференцированным спектром REE, понижением содержания HFSE и по соотношению $(La/Sm)_N - La/Hf$, а также $Ba/La - (La/Yb)_N$ смещены к составам N-MORB (к компоненту # 3 на рис. 3). На диаграмме Th-Hf-Ta (см. рис. 2,А) они располагаются в области составов E-MORB, смещаясь к составам N-MORB. В ареалах Чхильбосан щелочные оливиновые базальты чередуются с умереннощелочными клинопироксен-порфиоровыми базальтоидами [9]. По низкой величине La/Ta , Zr/Nb , Nb/Th , высокой La_N/Yb_N , Zr/Y , Th/Yb и соотношению Th-Hf-Ta (см. рис. 2,А) это типично внутриплитные вулканиды. Вместе с тем им присущи и субдукционные метки: Ta-Nb-минимум, повышенные величины Ba/Sr , La/Hf , Ba/La . По значению последнего отношения фигуративные точки этих пород из области WPB-составов (см. компонент # 2 на рис. 3) смещены в область составов надсубдукционных пород (компонент # 1 на рис. 3). Щелочные риолиты и трахиты ареалов Пэктусан и Чхильбосан в сочетании с базальтами образуют бимодальную ассоциацию, разделенную временным перерывом. Судя по химизму, кислые вулканиды, вероятнее всего, являются дифференциатами магм умереннощелочной серии.

Ареалы плиоцен-четвертичных толеитов северной Кореи – Мёнган и Анджу (см. рис. 1) – различны по составу. Породы ареала Мёнган близки к переходным толеитам типа T-MORB, а ареала

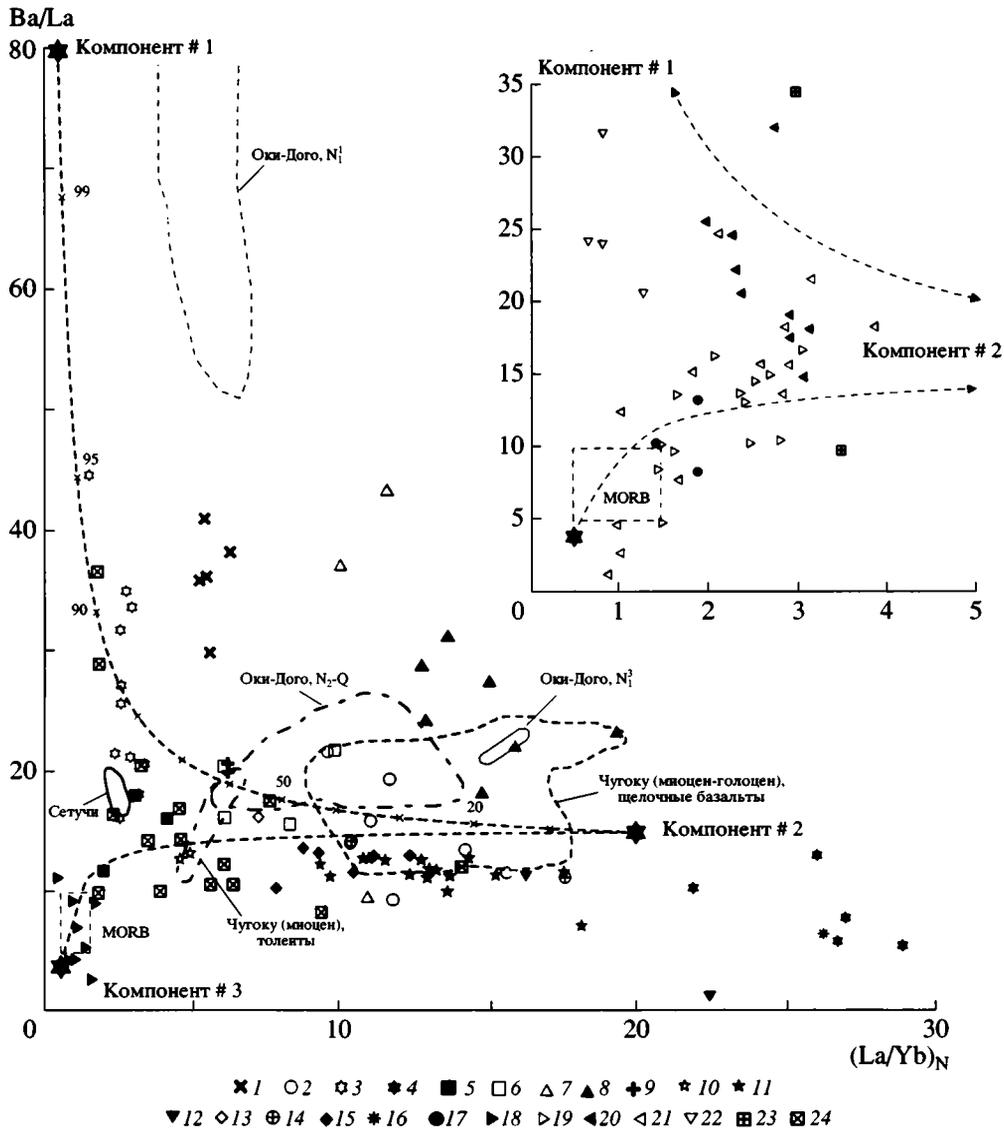


Рис. 3. Положение базальтоидов Корейско-Японского региона на диаграмме Ba/La – (La/Yb)_N

1 – олигоценый комплекс, ареал Намсок; 2-4 – миоценовый комплекс: 2 – ареал Онсупхен, 3, 4 – грабен Пхохан-Яннам; 3 – зона Яннам, 4 – зона Пхохан; 5-12 – плиоцен-четвертичный комплекс: 5, 6 – Пэктусан: 5 – толеиты, 6 – умереннощелочные базальты, 7, 8 – Чхильбосан: 7 – умереннощелочные базальты, 8 – щелочные базальты; 9 – ареал Анджу, 10, 11 – о-в Чечжудо: 10 – толеиты, 11 – щелочные базальты; 12 – о-в Уплындо, щелочные базальты; 13-16 – четвертичный комплекс, ареалы: 13 – Вонсан, 14 – Синге-Коксан, 15 – Тхончхон, 16 – Чаньён. На врезке: 17-21 – миоценовые магматические комплексы скважин ODP, по [15, 76]: 17 – скв. 795, 18, 19 – скв. 797: 18 – верхний и 19 – нижний комплексы, 20, 21 – скв. 794: 20 – верхний и 21 – нижний комплексы; 22, 23 – среднемиоценовые комплексы о-ва Сикоку, Япония, по [36]: 22 – Сиина, 23 – Маруяма; 24 – среднемиоценовые толеиты зоны Мацуе, юго-запад о-ва Хонсю, по [95]. На врезке показаны составы вулканитов скважин ODP (кроме верхнего комплекса скв. 797) и юго-запада о-ва Хонсю.

Поля базальтов о-вов Оки, по [39, 63, 97], площади Чугоку о-ва Хонсю, по [39, 62, 63], зоны Сетучи, по [38, 53, 83]. Объяснение компонентов см. в тексте

Анджу сходны с толеитами E-MORB (см. рис. 2, А), обладая повышенными содержаниями HFSE, фракционированным распределением REE, Ta-Nb-максимумом.

В центральной части п-ова Корея в современных долинах-грабенах располагаются маломощ-

ные ареалы четвертичных базальтоидов – Синге-Коксан, Вонсан, Тхончхон, Чугарён и Пэннёндо (см. рис. 1). В них перемежаются потоки щелочных и умереннощелочных базальтоидов WPB-типа (см. рис. 2, А), в ареалах Синге-Коксан и Чугарён дополняющихся единичными потоками толеитов. Последние, характеризуясь меньшей

щелочностью, по содержанию HFSE и REE близки породам щелочных серий, хотя в них иногда отмечается Ta-Nb-минимум. Щелочные четвертичные базальтоиды обладают умеренно пониженными величинами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512591–0.512732) [49], тогда как значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ сильно варьируют (0.7035–0.7051) даже в пределах одного ареала [74]. В базальтах ареалов Пэннёндо и Чаньён встречены ксенолиты шпинелевых лерцолитов, составы которых изменяются от слабо деплетированных до примитивных [8].

Японское море

Скважинами ODP и драгировками (см. рис. 1) охарактеризованы в основном участки новообразованной окраинноморской коры с мощностью около 10 км [95]; в скважинах обнаружены нижнемиоценовые вулканиты, а драгировками выявлены среднемиоценовые породы. На ряде островов Японского моря, имеющих в фундаменте континентальную кору, обнажаются плиоцен-голоценовые, а в единичном случае – нижнемиоценовые вулканиты.

– Силлы и вулканиты скважин 794, 795, 797 [15, 22] датированы в интервале 23.7–17 млн. лет [46], хотя здесь предполагается присутствие и базальтов с возрастом 15 млн. лет. Базальтоиды скважин меняются по составу не только на разных участках морского дна, но и по разрезу одной скважины. Наиболее деплетированные породы выявлены в пределах бассейна Ямато [15, 76]. В скважине 794 (см. рис. 1) на двух уровнях вскрыты толеиты, в целом относящиеся к интервалу 21.2–19.9 млн. лет (K-Ar-датировки [46]). В нижнем комплексе (уровень 645–740 м) установлены два типа толеитов. Один из них по низкому содержанию HFSE, слабо дифференцированному спектру REE и соотношению Th-Hf-Ta (см. рис. 2,Б) тяготеет к составам N-MORB. Второй тип толеитов близок к составам E-MORB (см. рис. 2,Б): в них выше содержания HFSE, LILE и LREE. Оба типа толеитов нижнего комплекса несут слабые субдукционные метки – они незначительно обогащены Sr, Th и обеднены Ta и Nb. Толеиты верхнего комплекса скважины 794 (интервал 560–645 м) обогащены всеми некогерентными элементами и близки к составам E-MORB (см. рис. 2,Б), хотя из-за влияния субдукционного компонента (Ta-Nb-минимум) частично смещены в область IAB.

В расположенной на западе бассейна Ямато скважине 797 силлы толеитов установлены на двух уровнях – 575–715 и 715–900 м. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -датировки нижних базальтов – 19.0–17.7 млн. лет [46], возраст базальтов верхнего комплекса не определяется. Толеиты нижнего комплекса характеризуются умеренным, но неравномерным обогащением HFSE. Наряду с породами, обогащенными LREE, здесь выявлены деплетированные

базальты, близкие к N-MORB, хотя и смещенные к границе составов E-MORB (см. рис. 2,Б). Вместе с тем часть толеитов несет признаки влияния субдукционного компонента источника (Ta-Nb-минимум), располагаясь в области IAB (см. рис. 2,Б). Изотопный состав Nd и Sr толеитов скважины 794 и нижнего комплекса скважины 797 близок (рис. 4): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512684\text{--}0.512862$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703753\text{--}0.705634$ [67]. Толеиты верхнего комплекса скважины 797 резко отличаются от всех базальтов остальных скважин высокой деплетированностью в отношении HFSE и REE, являясь аналогами N-MORB. К этим составам они близки по соотношению Th-Hf-Ta (см. рис. 2,Б), по отношению изотопами Pb (рис. 5) и высоким значениям $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.513083–0.513158) [67]. Однако и эти наиболее сходные с N-MORB базальты несут признаки влияния субдукционного компонента благодаря обогащению LILE и Ta-Nb-минимуму.

Смешение геохимических признаков различных магматических серий характерно и для базальтов и андезитобазальтов скважины 795 Центрального бассейна (уровень 650–760 м), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировки которых составляют 23.7–17.1 млн. лет [46]. Эти вулканиты по содержанию SiO_2 , щелочей, FeO^* , FeO^*/MgO и Ta-Nb-минимуму обычно относят к известково-щелочной серии [15]. Однако по геохимическим параметрам они наиболее близки к толеитам E-MORB: они деплетированы в отношении HFSE, обладают слабо дифференцированным спектром HREE, слабо обогащены LREE и на диаграмме Th-Hf-Ta (см. рис. 2,Б) располагаются между составами E-MORB и IAB. Следует подчеркнуть, что по соотношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вулканиты всех скважин ODP образуют единый тренд (см. рис. 4) от N-MORB-компонента в сторону составов обогащенной мантии (преимущественно EM I). По соотношению $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ все эти базальтоиды (за исключением верхнего комплекса скважины 797) обладают обогащенными характеристиками, располагаясь выше линии NHRL, между составами EM II и EM I, смещаясь в сторону последнего (см. рис. 5).

При драгировках цепи симаунтов осевой части бассейна Ямато (см. рис. 1), считающейся выражением зоны спрединга этого бассейна [95], в пунктах D5, D7, D8 были обнаружены трахиандезиты возрастного интервала 17–11 млн. лет ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -датировки [95]). Эти породы щелочной серии имеют, однако, умеренно низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70348–0.70378) и высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512951–0.512998), что характерно для деплетированного источника типа N-MORB (см. рис. 4). Тем не менее составы среднемиоценовых трахиандезитов бассейна Ямато по соотношению величин $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.437–15.452) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17.895–17.974) располагаются выше

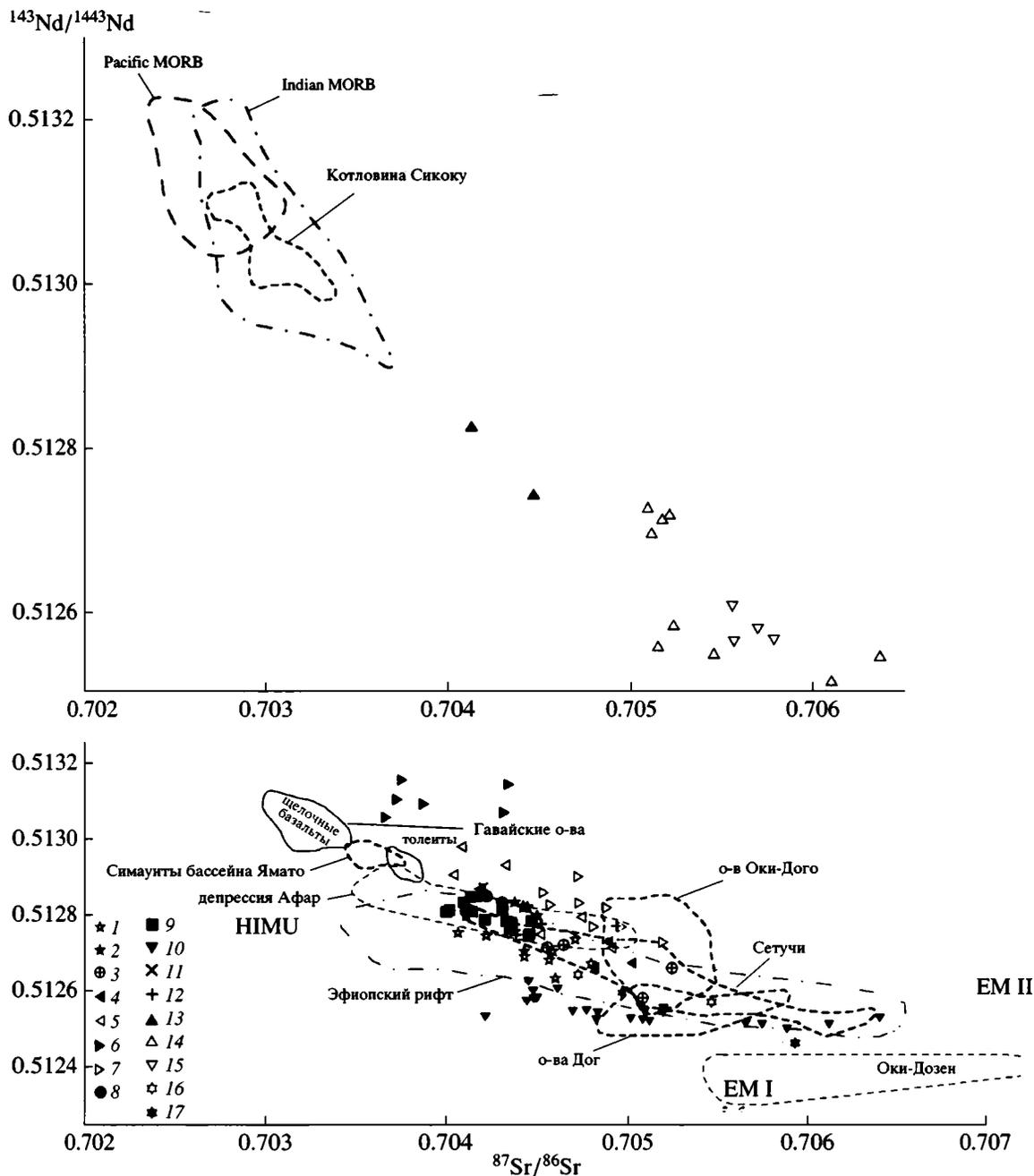


Рис. 4. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -соотношения в кайнозойских вулканитах

1–3 – магматические комплексы п-ова Корея: 1, 2 – миоценовые вулканиты, грабен Пхохан-Яннам, по [81, 88]: 1 – зона Яннам, толеиты, 2 – зона Пхохан, щелочные базальты, 3 – четвертичные щелочные базальты ареала Чугарён, по [49]; 4–10 – магматические комплексы Японского моря: 4–8 – миоценовые комплексы скважин ODP, по [15, 76]: 4, 5 – скв. 794: 4 – верхний и 5 – нижний комплексы, 6, 7 – скв. 797: 6 – верхний и 7 – нижний комплексы, 8 – скв. 795, 9, 10 – плиоцен-четвертичные щелочные базальты: 9 – о-в Чечжудо, по [49], 10 – о-в Уллындо, по [49]; 11 – верхнемиоценовые толеиты симаунта бассейна Ямато [95]; 12–17 – магматические комплексы юго-западной Японии (о-ва Кюсю, Хонсю, Сидо-Сима, Сикоку): 12–15 – среднемиоценовые вулканиты: 12 – зона Мацуе, толеиты [62], 13–15 – зона Сетучи, по [82, 83]; 13, 14 – высокомагнезиальные: 13 – базальты, 14 – андезиты, 15 – риолиты, 16, 17 – верхнемиоценовые-четвертичные вулканиты площади Чугоку, по [62]: 16 – толеиты, 17 – щелочные базальты. На верхней врезке показаны составы вулканитов зоны Сетучи (юго-запад о-ва Хонсю), а также MORB-Pacific, Indian, Сикоку.

Поля базальтов Гавайских о-вов, по [18, 21, 57 и др.], Эфиопского рифта и депрессии Афар, по [33], Восточного Китая, по [95], о-вов Оки-Дого, по [49], Оки-Дозен, по [62], о-ва Дог и симаунтов бассейна Ямато, по [95], северо-востока о-ва Хонсю, Япония [48, 80], Pacific MORB, Indian MORB и котловины Сикоку, по [37]. Составы EM I, EM II и HIMU компонентов источника, по [32, 102]

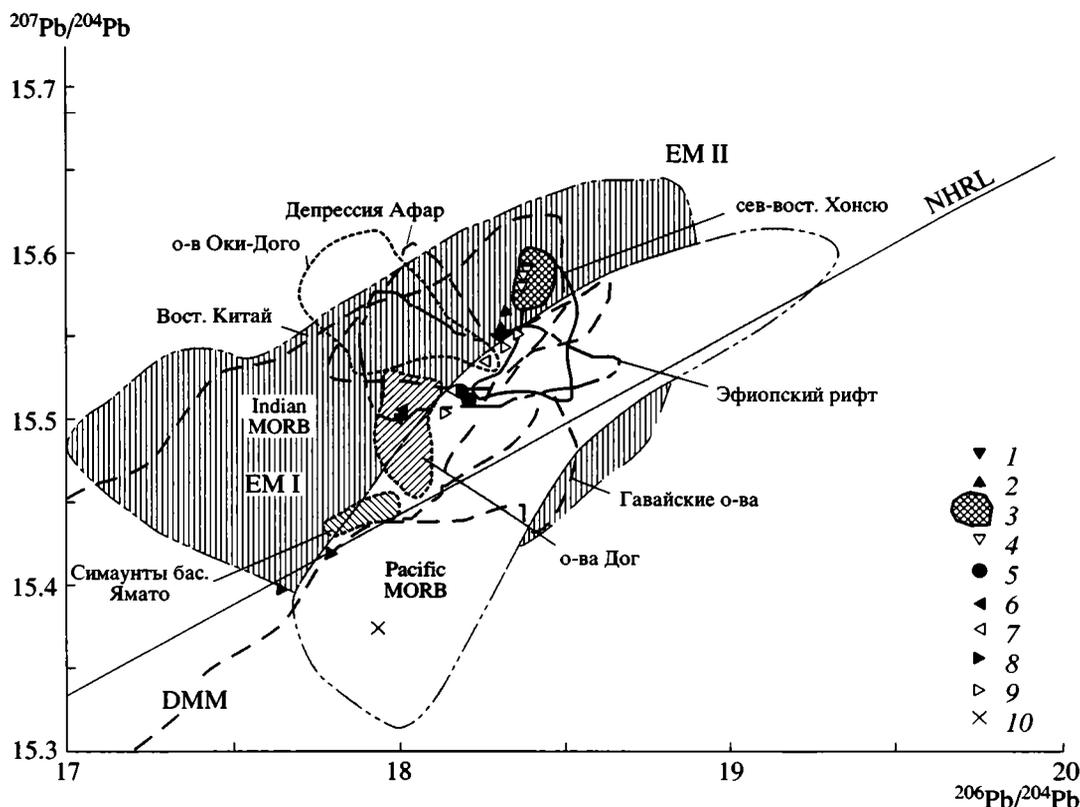


Рис. 5. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношения в кайнозойских вулканитах Корейско-Японского региона

1 – плиоцен-четвертичные базальты о-ва Уллындо, по [64], 2–4 – среднемиоценовые вулканиты зоны Сетучи, Японии, по [38, 82, 83]; 2 – базальты, 3 – андезиты, 4 – риолиты; 5–7 – миоценовые комплексы скважин ODP, по [15, 76]; 5 – скв. 795, 6, 7 – скв. 794: 6 – верхний и 7 – нижний комплексы, 8, 9 – скв. 797: 8 – верхний и 9 – нижний комплексы, 10 – миоценовые толеиты симаунта бассейна Ямато, по [95].

Поля базальтов симаунтов бассейна Ямато, по [95], о-вов Оки, по [54], о-ва Дог, по [95], Гавайских о-вов, по [18, 21, 57 и др.], Эфиопского рифта и депрессии Афар, по [33], Восточного Китая, по [95], Pacific MORB и Indian MORB, по [36]; NHRL – линия раздела составов Pacific MORB и Indian MORB (DUPAL-аномалии), по [32, 102]

линии NHRL, тяготея к компоненту EM I (см. рис. 5); примечательно, что составы этих пород близки к кайнозойским щелочным вулканитам Северо-Восточного Китая, также сочетающим N-MORB и EM I-свойства. Такая двойственность характеристик среднемиоценовых трахиандезитов связана, вероятно, с влиянием на расплавы WPB-состава деплетированного источника предшествовавшего, раннемиоценового этапа максимального спрединга в Японском море. Обнаруженный в пункте D1 N-MORB-подобный толеит с возрастом 7.3 млн. лет (K-Ar метод) не принят здесь во внимание из-за ненадежного метода датирования и сильной измененности образца [95]. Не исключен раннемиоценовый его возраст.

Интенсивный щелочной вулканизм проявился на о-вах Японского моря (см. рис. 1) в интервале плиоцен–голоцен (местами начиная с 6 млн. лет). На о-ве Чечжудо он представлен рядом от оливиновых базальтов к гавайитам, муджиеритам и трахитам, которые слагают большую часть нижнего лавового плато и возвышающийся над ним

щитовой вулкан [72, 73]. Базальтоиды принадлежат щелочной внутриплитной серии с высокими концентрациями щелочей, HFSE (TiO_2 до 3.6%), Ta-Nb-максимумом, сильно фракционированным спектром REE. Они имеют умеренно высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512755–0.512859), а величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.704023–0.704482 [49]. В нижней части разреза о-ва Чечжудо обнаружены потоки обогащенных толеитов, комплементарных по степени фракционирования REE щелочным базальтам о-ва Чечжудо и совместно с последними занимающих область WPB-составов (см. рис. 2, А). Вулканиты щелочной серии с датировками 2.7–0.9 млн. лет [50, 97, 99, 100] слагают о-в Уллындо, образуя ряд дифференциации от щелочных оливиновых базальтов до трахитов и фолонитов [45, 50]. Это породы WPB-типа (см. рис. 2, А, 3) с высокими содержаниями некогерентных элементов, сильно фракционированным спектром REE и пониженными величинами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (см. рис. 4). Близкий геохимический и изотопный состав имеют и щелочные вулканиты

о-ва Дог, возраст которых 4.6–2.5 млн. лет [95]. Щелочной вулканизм внутриплитного типа (см. рис. 2, А, 3) проявился и в архипелаге Оки (о-ва Оки-Дого и Оки-Дозен) в интервале 6–0.8 млн. лет [54, 62, 97]. Вулканические постройки о-вов Оки-Дозен образованы щелочными оливиновыми базальтами и гавайитами раннего цикла и трахибазальтами–шошонитами позднего, завершаясь трахитами, латитами и дайками трахибазальтов. О-в Оки-Дого сложен оливиновыми базальтами, мундшеритами, трахитами, риолитами раннеплиоценового возраста и щелочными базальтами плейстоцена–голоцена [54]. Вулканы о-вов Оки-Дозен отличаются от пород о-ва Оки-Дого калиевой специализацией, большей обогащенностью всеми HFSE и части LILE. Существенно различаются они и изотопным составом (см. рис. 4): значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах о-ва Оки-Дого не ниже 0.51260 [49, 65], а в базальтоидах о-вов Оки-Дозен – 0.512314–0.512411 [62]. В целом по соотношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 4) составы вулканитов о-вов Оки-Дого, Дог и части о-вов Уллындо и Оки-Дозен близки к источнику EM I, тогда как остальные породы двух последних о-вов тяготеют к составу EM II. Влияние компонентов EM во всех этих породах обнаруживается и на диаграмме соотношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 5).

Особенностью рассматриваемой группы о-вов является обнаружение на о-ве Оки-Дого нижнемиоценовых (19.2–18.0 млн. лет, K-Ar-метод) шошонитов, которые возникли при рифтогенезе континентальной коры в ходе образования Японского моря [97]. В этих вулканитах сильно выражен субдукционный компонент (см. рис. 2, Б, 3), однако они наиболее обогащены K и Ba, а не Rb, LREE, Th, что имело бы место в надсубдукционной обстановке [97]. По составу и геохимической обстановке накопления они аналогичны олигоценным шошонитам грабенов Кореи.

Юго-западная Япония (о-ва Кюсю, Сикоку, Хонсю)

В пределах юго-западной Японии установлены среднемиоценовые и верхнемиоцен-голоценовые вулканиты. Первые из них известны в трех зонах (в направлении от Японского моря к бассейну Сикоку): Мацуе, Сетучи и Фронтальной (см. рис. 1).

Зона Мацуе охватывает миоценовый грабен Симане [60], простирающийся в северо-восточном направлении вдоль юго-западного побережья Японского моря. Здесь выявлены [60, 62] ареалы вулканитов толеитовой серии с возрастом 14.2–12.9 млн. лет. В целом это дифференцированный (до дацитов) ряд пород с преобладанием толеитов. Хотя последним свойственны субдук-

ционные метки (Ta-Nb-минимум, обогащение LILE относительно HFSE, при пониженных в целом содержаниях LILE и HFSE), однако они характеризуются низкими содержаниями Ti, низкими величинами La/Yb и Ba/La и слабо фракционированным распределением REE (особенно в толеитах начальной стадии среднемиоценового вулканизма) и по соотношению Ba/La – (La/Yb)_N тяготеют к составам MORB (см. рис. 3). По соотношению Th-Hf-Ta (см. рис. 2) они близки к составам T- или E-MORB [60, 62], хотя некоторые их различия обладают характеристиками IAB. Примечательно, что во времени Ta-Nb-минимум становится незначительным, сопровождаясь уменьшением степени деплетированности пород (сокращением величин Zr/Nb, Sm/Hf и резким увеличением содержаний LILE и LREE). Весь дифференцированный ряд среднемиоценовых вулканитов зоны Мацуе обладает одинаковым изотопным составом Sr и Nd (при довольно высокой величине $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512759 - 0.512788$). По этим характеристикам они аналогичны умеренно обогащенным нижнемиоценовым толеитам зон спрединга Японского моря (см. рис. 4).

Аналогичные среднемиоценовые толеиты (со свойствами, промежуточными между N- и E-MORB) слагают грабен Акита-Ямагата (см. рис. 1) северо-востока о-ва Хонсю [60].

Южнее расположенная среднемиоценовая вулканическая зона Сетучи (см. рис. 1) включает ареалы бимодальной ассоциации вулканитов, характеризующихся антидромной последовательностью и датированных в интервале 14.8–12.4 млн. лет (K-Ar-датировки [29, 38, 82]). Около 80% этой ассоциации принадлежит породам с содержанием SiO₂ выше 68%, а остальной объем занимают вулканиты с содержанием SiO₂ менее 58%. Породы кислого состава являются корунд-нормативными и включают вкрапленники биотита, кордиерита, альмандина, турмалина, иногда силлиманита. Это субщелочные породы, по соотношению кремнезема и железо-магниевого отношения принадлежащие толеитовой серии. Им свойственны низкие содержания HFSE при сильном обогащении LILE, низкие величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (см. рис. 4) и высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Среди пород основного–среднего состава вулканической зоны Сетучи, наряду с обычными известково-щелочными андезитами, присутствуют высокомагнезиальные (7–12% MgO) базальты и андезиты, которые здесь принято называть санукитоидами и параллелизовать по составу с бонинитами [83, 92]. Санукитоиды зоны Сетучи лишены вкрапленников плагиоклаза и содержат фенокристы авгита и оливина, а иногда бронзита и роговой обманки. В основной массе пород, наряду с оливином, авгитом, ортопироксеном, роговой обманкой, биотитом и магне-

титом, местами отмечается плагиоклаз, что отличает их от типичных бонинитов. По соотношению $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ высокомагнезиальные базальты относятся к толеитовой серии, а андезиты к известково-щелочной. Все санукитоиды характеризуются сильным обогащением LILE относительно HFSE, сильным Ta-Nb-минимумом [53], что типично для надсубдукционных вулканитов. Однако в отличие от последних они имеют слабо фракционированное распределение REE, а также более низкие величины Ba/Sr, Ba/Nb, Ba/La, Ti/Zr, более высокие Zr/Y, La_N/Yb_N и большее обогащение HFSE. На диаграмме Ba/La – (La/Yb)_N (см. рис. 3) их фигуративные точки тяготеют к области деплетированного источника. По характеру распределения Ni, MgO, FeO* эти породы равновесны с мантийными перидотитами [83]. Высокомагнезиальные базальты обладают более высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и пониженными величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с высокомагнезиальными андезитами (см. рис. 4).

Фронтальная зона среднемиоценовых вулканитов наиболее приближена к Нанкайскому желобу, занимая южное побережье о-вов Кюсю, Сикоку и Хонсю (см. рис. 1). В ее основании располагается поздне меловая–раннепалеогеновая аккреционная призма Симанто (соответствующая севернее расположенному вулканическому поясу [11, 13]), перекрытая терригенными, интенсивно дислоцированными образованиями олигоцена–миоцена зоны Набае [36]. Расположенные в пределах последней миоценовые вулканические породы возраста 16–12 млн. лет [95] образуют бимодальную ассоциацию с пробелом составов с содержанием SiO_2 57–70%. Отмечается антидромная последовательность пород с резким (до 80%) преобладанием риолитов. Корунднормативные риолиты, наряду с фенокристами плагиоклаза, гиперстена, кварца, содержат вкрапленники кордиерита. Это низкокальциевые ($\text{K}_2\text{O} < 1.6\%$) породы со свойствами известково-щелочной серии, с фракционированным распределением REE и резким обогащением торием.

Базальты Фронтальной зоны отмечены на двух участках (см. рис. 1) – на п-овах Мурото (о-в Сикоку) и Кии (о-в Хонсю). На п-ове Мурото наиболее древними считаются подушечные и массивные базальты, а также вулканокластические породы интенсивно пропицитизированного комплекса Сиина, предполагаемый возраст которых 19–15 млн. лет [36]. Однако датировки вулканитов отсутствуют и известно лишь, что в их основании обнаружены раннемиоценовые фораминиферы и радиоларии [36]. Базальты и андезитобазальты комплекса Сиина являются умереннощелочными и характеризуются низкими концентрациями TiO_2 (0.7–0.8%) и фосфора и дифференцированным спектром распределения REE. На диаграмме

Th-Hf-Ta (см. рис. 2,Б) базальты располагаются в поле IAB. По обогащенности LILE породы комплекса Сиина также близки к островодужным вулканитам, хотя это обогащение, вероятнее всего, носит вторичный характер в связи с позднейшим метасоматозом. Терригенные породы зоны Набае и вулканиты Сиина прорваны дайками плагиоклаз-клинопироксеновых долеритов и оливин-двупироксенового габбро, которые выделены в среднемиоценовый комплекс Маруяма (Rb-Sr и K-Ag-датировки 14 ± 1 млн. лет [36]). Это породы толеитовой серии [59], низкой щелочности, с несколько повышенными содержаниями TiO_2 (1–1.4%). По соотношению Th-Hf-Ta (см. рис. 2,Б) они расположены между составами N- и E-MORB. Этому соответствует также деплетированность и характер спектра REE. Отмечается слабое истощение либо умеренное обогащение LREE (что характерно для составов T-MORB), а также слабое обогащение Ta и Nb. Однако дифференцированный спектр распределения LILE и части HFSE и некоторое обогащение LILE придает им отчасти островодужный характер, что, скорее всего, связано с сильной измененностью пород комплекса Маруяма: менее измененные разновидности тяготеют к деплетированным составам, тогда как измененные отклоняются в область субдукционного компонента № 1 (см. рис. 3). К толеитовой серии относятся и среднемиоценовые (16–15 млн. лет) пиллоу-базальты и дайки оливиновых габбро комплекса Синомисаки п-ова Кии [59]. Они содержат умеренно высокие концентрации TiO_2 (1.2–1.7%). Слабое обогащение LREE характеризует их как T-MORB [59], однако им свойственны более высокие величины Th и Th/Hf-отношения, что типично для базальтов задуговых бассейнов (BABV) [35].

Совсем иной характер носят верхнемиоценовые–голоценовые (11.2–0.1 млн. лет) существенно щелочные базальтоиды площади Чугоку о-ва Хонсю (см. рис. 1). Они характеризуются [39, 60, 62, 63, 65] высоким содержанием TiO_2 , P_2O_5 , пониженным Al_2O_3 . Базальты обогащены LILE и HFSE; по спектру их распределения и соотношению Th-Hf-Ta это типично внутриплитные базальты, хотя часть этих пород смещается в область IAB (см. рис. 2,А). С щелочными базальтами тесно ассоциируют немногочисленные потоки толеитов, отличающиеся уменьшением содержания TiO_2 , LILE и HFSE, увеличением Al_2O_3 и менее дифференцированным спектром REE. На диаграмме Th-Hf-Ta (см. рис. 2) толеиты занимают области, пограничные по составам между WPB и IAB, а по соотношению Ba/La – (La/Yb)_N тяготеют к деплетированным составам (см. рис. 3). В целом для вулканитов площади Чугоку не характерен Ta-Nb-минимум, хотя он и выявлен у части базальтов. Рассматриваемые базальтоиды облада-

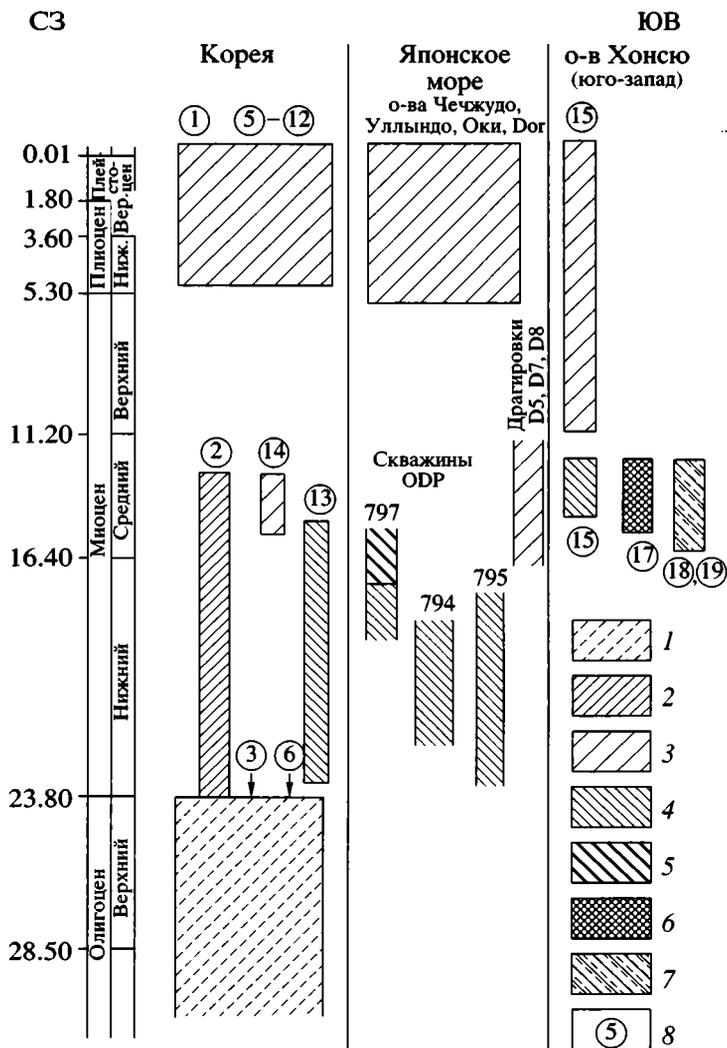


Рис. 6. Корреляция кайнозойских магматических образований по трансекту п-ов Корея – Японское море – юго-запад о-ва Хонсю

1, 2 – базальтоиды: 1 – шохонитовой серии; 2 – щелочной внутриплитной серии с примесью субдукционного компонента; 3 – вулканиты щелочной внутриплитной серии с резко подчиненными базальтами толеитовых серий; 4 – базальтоиды толеитовых серий; 5 – толеиты N-MORB-подобные; 6, 7 – бимодальная ассоциация с участием: 6 – высокомагнезиальных базальтов и андезитов, 7 – толеитов; 8 – номера вулканических ареалов, показанных на рис. 1. Хронологическая шкала в млн. лет дана по [30]

ют широкими вариациями (0.512471–0.512788) отношений изотопов Nd (см. рис. 4).

Латеральные ряды кайнозойских вулканических пород Корейско-Японского региона

Корреляция кайнозойских магматических образований по трансекту п-ов Корея – Японское море – юго-запад о-ва Хонсю выявила гетерогенность вулканизма этого региона (рис. 6). Эоцено-олигоценый интервал в Корее представлен базальтоидами шохонитовой серии, которые на смежных участках Китая дополняются ареалами обогащенных толеитов и щелочных пород [26, 101].

Резко выраженная латеральная зональность обнаруживается для пород раннего–среднего миоцена. На краю континента интервал 23–15 млн. лет включает щелочные базальтоиды, которые в наиболее ранних проявлениях (ареал Онсупхен) еще несут субдукционные метки, исчезающие в среднемиоценовых типично внутриплитных щелочных долеритах зоны Пхохан. В Японском море в интервале 23–15 млн. лет изливались толеиты типа E- и N-MORB, причем доля последних, наиболее деплетированных, возросла около 17–15 млн. лет. Толеиты состава E- и N-MORB раннего–начала среднего миоцена занимают прибрежные участки Азиатского континента (зону Яннам и район Сихотэ-Алиня). Близкого состава средне-

миоценовые толеиты (14.2–12.9 млн. лет) располагаются в грабенах приморской части о-ва Хонсю (зоны Мацуе и Акита-Ямагата (см. рис. 1). Гетерогенность миоценового магматизма Японского моря подчеркивается, во-первых, локальным проявлением в фундаменте о-ва Оки-Дого нижнемиоценовых шошонитов (19–18 млн. лет), а, во-вторых, появлением вулканитов WPB-типа (с влиянием N-MORB-компонента) на среднемиоценовом уровне (17–11 млн. лет) в осевой части бассейна Ямато.

Юго-западную обращенную к бассейну Сикоку часть Японии занимают две среднемиоценовые (16–13 млн. лет) вулканические зоны своеобразного бимодального вулканизма: Сетучи и Фронтальная (см. рис. 1). В первой из них риолиты сочетаются с высокомагнезиальными базальтами и андезитами, во второй – с толеитами, типичными для окраинноморских бассейнов. Подобного состава средне-основные породы с возрастом 23–13 млн. лет предполагаются и в северо-восточной части о-ва Хонсю [94].

Перерыв в разрезе магматических образований в пределах рассматриваемого региона установлен в интервале 13–6 млн. лет, что нарушается лишь малоинтенсивным позднемиоценовым вулканизмом на площади Чугоку о-ва Хонсю (см. рис. 1, 6). Плиоцен-четвертичный интервал всего рассматриваемого региона – от Китайско-Корейской континентальной окраины до юго-западной Японии включительно – представлен щелочными вулканитами WPB-типа (иногда дифференцированными до риолитов) с немногочисленными потоками толеитов. Отмечается спорадическая и незакономерно латерально проявленная обогащенность плиоцен-четвертичных базальтоидов субдукционным компонентом: наиболее значительные субдукционные метки выражены в вулканитах края континента (ареалы Чхильбосан – см. рис. 3), тогда как в приближенных к Нанкайскому желобу базальтоидах о-вов Японского моря и площади Чугоку о-ва Хонсю эти метки весьма слабы или отсутствуют вовсе.

КОРРЕЛЯЦИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ КОРЕЙСКО-ЯПОНСКОГО РЕГИОНА

Проблема реконструкции геодинамических обстановок формирования столь гетерогенного, как показано выше, кайнозойского магматизма Корейско-Японского региона непосредственно смыкается с проблемой расшифровки геодинамических событий в кайнозое в области сочленения восточного края Евразийской плиты и океанических плит Тихого океана. Значительную часть этой проблемы составляет вопрос происхожде-

ния Японского моря, который до сих пор остается дискуссионным.

Чаще всего Японское море рассматривается в качестве задугового или тылового (back-arc basin) как результат развития кайнозойских островных дуг Японии. Однако в последние годы Японское море нередко относят к бассейнам типа пулл-апарт, а его происхождение (как и ряда других морских бассейнов близ юго-восточной Азии) связывается с движениями по сдвигам [14, 27, 41–43, 56, 75 и др.]. Но и в этой модели Японское море рассматривается в качестве тылового, поскольку во всех (за редчайшим исключением) палеогеодинамических реконструкциях процесс субдукции плит Тихого океана под континентальную микроплиту Японских о-вов считался непрерывным в течение всего кайнозоя, хотя доказательств перманентности этого процесса не приводится.

Синтез данных по кайнозойскому магматизму трансекта п-ов Корея – Японское море – юго-западная Япония позволил реконструировать геодинамические обстановки формирования этого гетерогенного магматизма и предполагаемых его источников. При этом была учтена модель [75, 90 и др.] кайнозойской Индо-Евразийской коллизии, определившей тектонику и геодинамику юго-востока Евразии и прилежащих частей Тихого океана. В результате этой коллизии восточный край Евразийского континента был расщеплен системой сдвигов, закономерно сопряженных с другими разломами (рис. 7). Палеогеодинамические реконструкции (рис. 8) базировались, кроме того, на ряде ранее разработанных моделей генезиса Японского моря, учитывающих результаты глубоководного бурения [41–43 и др.]. Однако выявленная латеральная зональность кайнозойского вулканизма Корейско-Японского региона и закономерности смены его во времени позволили существенно уточнить, а в ряде случаев и изменить имеющиеся палеорекострукции, охарактеризовав при этом генетический тип Японского моря.

При прослеживании кайнозойской эволюции магматических и тектонических событий в Корейско-Японском регионе отправным рубежом следует считать **маастрихт-палеоценовый этап**, когда на активной окраине Евразии формировался Корейско – Южно-Японский сегмент Восточно-Азиатского надсубдукционного вулканического пояса [13] (см. рис. 8,А). На континентальном склоне и внешней части глубоководного желоба накапливались турбидиты зоны Симанто, продолжавшиеся далее на север на территорию восточного Хоккайдо, западного Сахалина и в Укэлаятскую зону Корякии. Поскольку субдуцируемая океаническая плита была косо ориентирована по отношению к краю континента, на по-

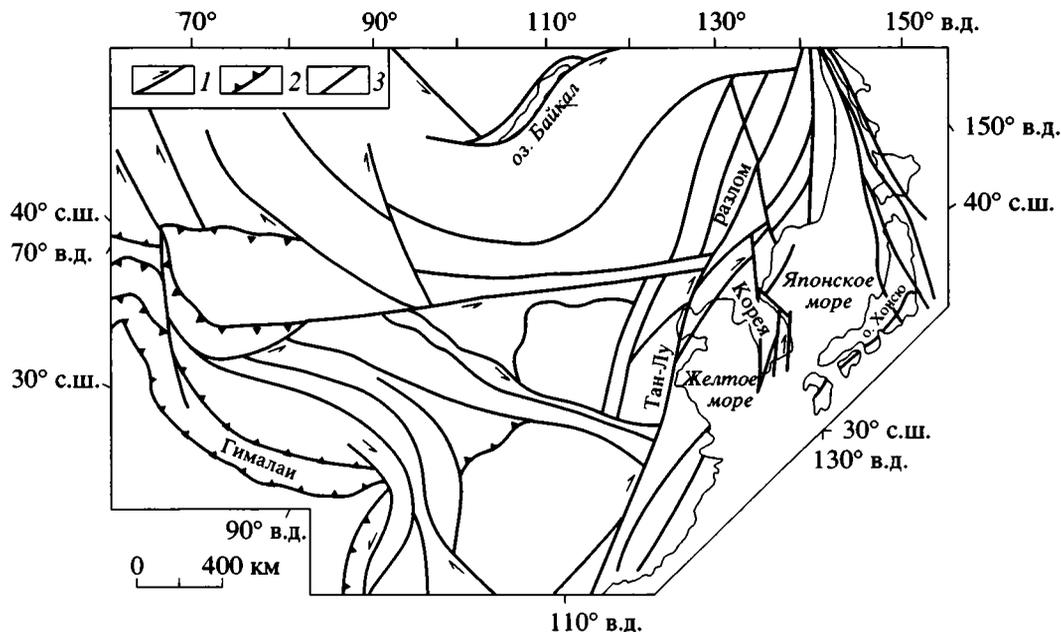


Рис. 7. Главные разломы Восточного Китая, Кореи и Японии в контексте кайнозойских систем разломов юго-восточной Евразии (по [5, 11, 14, 71, 75, 77 и др.])

1 – сдвиги; 2 – надвиги; 3 – прочие разломы

следнем возникли левосторонние сдвиги; такого же типа перемещения происходили и по ранее сформировавшемуся сдвигу Тан-Лу [13, 77].

Характер тектонических напряжений в пределах юго-востока Евразийского континента коренным образом изменился на **эоцен-олигоценном этапе** (42–23 млн. лет), в ходе Индо-Евразийской коллизии [75, 91 и др.]. “Жесткое” столкновение в среднем эоцене Индийской плиты с Евразийской [27 и др.] вызвало северонаправленное перемещение последней и обусловило оформление трансформной границы (границы скольжения) между Евразийским континентом и плитами Тихого океана (см. рис. 8,Б), что доказано и с помощью тектонического моделирования [41 и др.]. Вдавливание (тектоническая экструзия) Индийской плиты в качестве индентера в южную часть Евразийской плиты продолжалось вплоть до миоцена [55 и др.] и сопровождалось формированием в пределах последней сдвиго-надвиговых дислокаций, прослеженных до широты оз. Байкал и Становой зоны и охарактеризованных во многих публикациях. Важно подчеркнуть, что если перед фронтом коллизионной сутуры проявились левосторонние сдвиги, то на восточном фланге сутуры между континентальной и океанической плитами возникла граница скольжения, сопровождавшаяся системой правосторонних сдвигов [5, 17, 27, 41 и др.]. Постепенная пропация на север этих связанных с коллизией правых сдвигов обусловила постепенное раскрытие в этом направлении окраинноморских бассей-

нов. Другим важным следствием движения на север Индийской плиты было установленное по изотопным данным [22, 36, 69, 95 и др.] северонаправленное перемещение нижнемантийных областей этой плиты и астеносферы, по крайней мере, до широты Японского моря и Сихотэ-Алиня, что подтверждает вывод [6, 7] об интерференции здесь Тихоокеанской и Индо-Атлантической тенденций тектоно-магматического развития с доминантой последней.

Кардинальное изменение характера сочленения Евразийской и Тихоокеанской плит от конвергентного на трансформный (см. рис. 8,Б) привело к прекращению субдукции последней под континент и к завершению формирования Корейско-Южно-Японского и Сихотэ-Алиньского сегментов Восточно-Азиатского окраинноконтинентального вулканического пояса [4, 5, 13]. Возникшая по восточному краю Евразийской плиты система правосторонних сдвигов (включая и трансформировавшийся по характеру перемещения разлом Тан-Лу) сочеталась со сбросами, вдоль которых формировались грабены. Один из них – грабен Кильчу-Менчхон – маркировал северную границу области растяжения будущего Японского моря [9, 12]. Мощность эоцен-олигоценных терригенных отложений в его пределах достигает 800 м. Правосторонние перемещения по эшелонированной системе правосторонних сдвигов обусловили в олигоцене начало формирования структуры пулл-апарт Японского моря с начальными процессами грабенообразования и

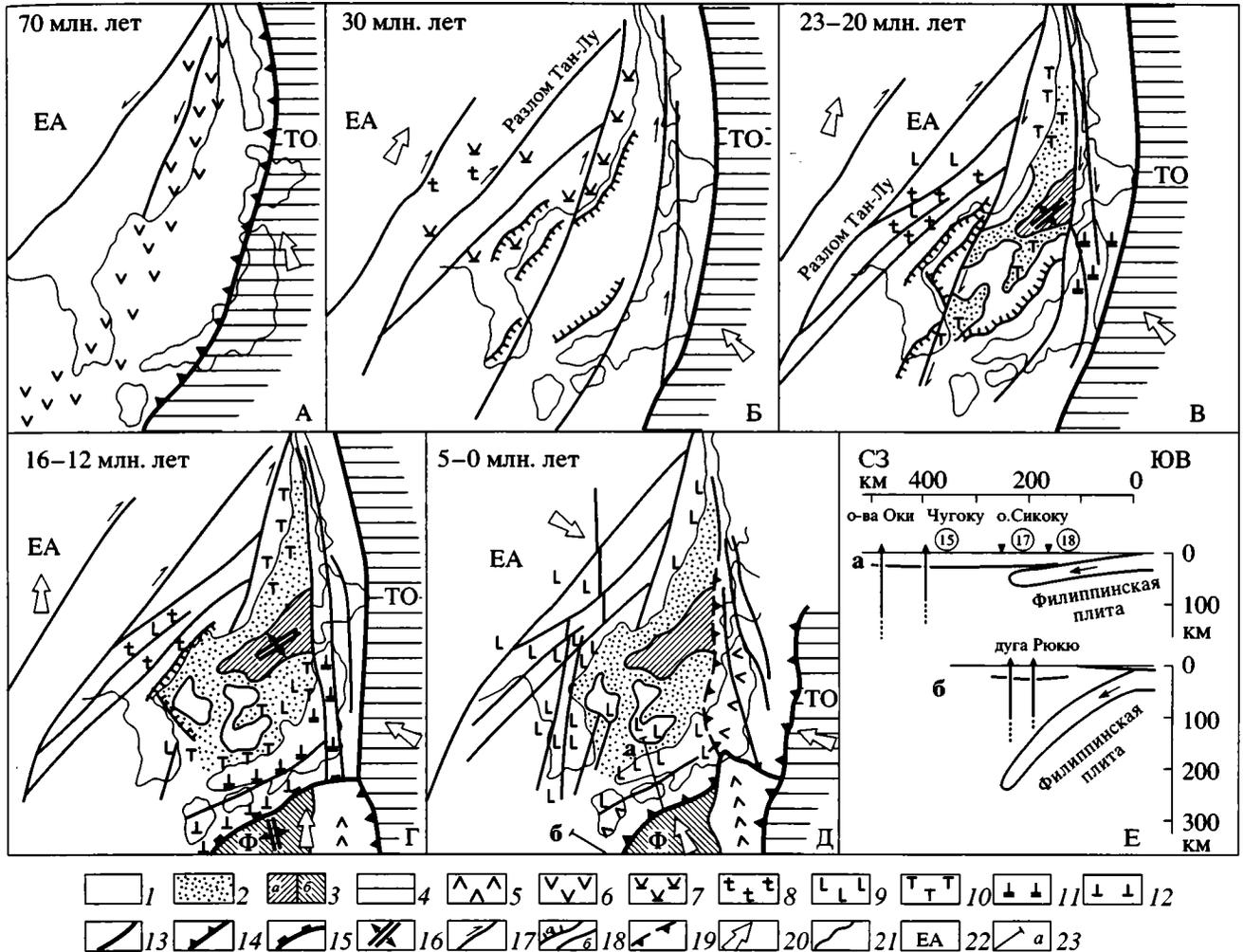


Рис. 8. Корреляция магматических и геодинамических кайнозойских событий в Корейско-Японском регионе (с использованием [8, 9, 11–13, 42, 52, 56, 70 и др.])

А–Д. 1, 2 – континентальная кора: 1 – места испытавшая рифтогенез, 2 – испытавшая рассеянный спрединг; 3 – новообразованная кора окраинноморских бассейнов: а – Японского, б – Сикоку; 4 – океаническая кора; 5 – известково-щелочные и толеитовые магматические серии островодужных надсубдукционных поясов; 6 – известково-щелочные магматические серии окраинноконтинентальных надсубдукционных поясов; 7–10 – магматические серии зон растяжения: 7 – шошонитовая, 8, 9 – щелочная внутриплитного типа: 8 – с примесью субдукционного компонента, 9 – с подчиненным количеством толеитов, 10 – толеитовые; 11, 12 – бимодальные ассоциации трансформных границ, а также границ начального поддвига плиты бассейна Сикоку под континентальную микроплиту Японии с участием: 11 – высокомагнезиальных базальтов и андезитов, 12 – толеитов; 13–16 – границы плит: 13 – трансформные, 14 – конвергентные (глубоководные желоба), 15 – конвергентные на начальном этапе субдукции, 16 – дивергентные; 17 – сдвиги, 18 – сбросы (а), разломы прочие (б); 19 – зона сжатия (надвигов западной вергентности); 20 – направление движения плит, по [24, 61, 79, 91 и др.]; 21 – современные контуры востока Азии и о-вов запада Тихого океана; 22 – литосферные плиты: ЕА – Евразийская, ТО – Тихого океана, Ф – Филиппинская; 23 – линии профилей, показанных на рис. 8, Е.

Е – современное положение субдуцируемой Филиппинской плиты, по [68 с дополнениями]: а – под юго-западной Японией, б – под островной дугой Рюкю. Черными треугольниками на профиле а показаны плиоцен-четвертичные щелочные вулканы внутриплитной серии, на профиле б – островодужные вулканы известково-щелочной серии; перевернутыми треугольниками на верхнем профиле показаны среднемиоценовые высокомагнезиальные вулканы зоны Сетучи (17) и бимодальной зоны (18). Номера в кружках – положение вулканических ареалов на рис. 1

рифтогенеза, нарушившими целостность края континента [41, 56 и др.].

Особенностью постсубдукционных вулканитов этого первого, эоцен-олигоценного, этапа растяжения края Евразии (ареалы которых отмечают

ся от Сихотэ-Алиня до юго-восточной Азии [9, 12, 26, 27, 69 и др.]) является преимущественно шошонитовый состав, сближающий их по многим параметрам с известково-щелочными сериями. Однако в отличие от пород типичных надсубдукционных серий шошониты эоцена–олигодена

связаны с трещинными излияниями и приурочены к зонам растяжения, включая сдвиги и грабены. Таким образом, имеющие субдукционные свойства шошониты возникли при начальном растяжении края континента, что вызвало декомпрессию и функционирование малоглубинного источника в верхах флогопитсодержащей континентальной мантии [27]. Подобный состав верхней мантии был обусловлен, вероятно, длительным ее метасоматозом в ходе предшествовавшего мелового–палеоценового этапа субдукции и формирования Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканического пояса. Однако в целом начало постсубдукционного этапа ознаменовалось вспышкой щелочного магматизма WPB-типа в зонах деструкции края континента; ареалы щелочных базальтоидов накапливались в эоцене–олигоцене, например, на территории Китая.

Примечательно, что системы сдвигов в эоцене рассекли не только окраину Евразии, но нарушили целостность и Тихоокеанской плиты [17], где они в ряде мест (например, в области будущей Бонинской островной дуги) сопровождалась накоплением предельно деплетированных высокомагнезиальных бонинитов. Показано [17], что формирование этих пород не было связано, как это нередко считается, с субдукционной обстановкой, а было обусловлено плавлением перидотитов океанической литосферы в режиме растяжения и декомпрессии в зонах трансформных разломов. Предполагается, что трансформные границы с подобным аномальным магматизмом могли впоследствии – при изменении направления перемещения плит – превращаться в конвергентные с соответствующим толеитовым магматизмом, свойственным Бонинской островной дуге [17 и др.]. Таким образом, характер магматизма вдоль трансформных разломов в пределах континента и океана в эоцене–олигоцене был принципиально различным, отражая различие составов мантийных источников.

В раннем миоцене (23–16 млн. лет) в результате дальнейшего развития механизма пулл-апарта этап грабенообразования и рифтогенеза в Японском бассейне сменился процессом спрединга (см. рис. 8,В), что было обусловлено усилением растяжения по сдвигам края Евразийского континента в связи с его дальнейшим северонаправленным движением. Начальная стадия спрединга в Японском бассейне датируется 25–23 млн. лет [46]. Поскольку базальты скважины 797 моложе вулканических скважины 794, предполагается пропация во времени зоны спрединга в юго-западном направлении [43, 89]. Механизм раскрытия Японского моря по сдвигам (бассейн типа пулл-апорт) сочетался с ротационным механизмом [19, 42, 43, 51, 56, 70 и др.], что следует из разницы направлений меловых магнитных векторов в пределах блоков юго-западной и северо-восточной Япо-

нии. Ротация этих блоков сравнивается с эффектом раскрывающейся двухстворчатой двери (double door): блок северо-восточной Японии был повернут против часовой стрелки, а юго-западной – по часовой. Предполагается [43] более позднее (в начале среднего миоцена) завершение вращения последнего из них.

Усложнившаяся в раннем миоцене в Корейско-Японском регионе геодинамическая обстановка отражена в сложной латеральной магматической зональности (см. рис. 8,В). В находившемся на стадии активного спрединга Японском море накапливались толеиты, близкие к составам N- и E-MORB. Толеиты начальных стадий спрединга были обогащены компонентами EM II и EM I, с преобладанием последнего (см. рис. 4, 5). Наряду с процессом спрединга, континентальные блоки в формирующемся окраинном бассейне испытывали рифтогенез, о чем свидетельствует локальное появление на о-ве Оки-Дог нижнемиоценовых (19–18 млн. лет) шошонитов, знаменующих начальную фазу деструкции континентальной коры. Толеиты типа N- и E-MORB (иногда с долей субдукционного компонента) накапливались в раннем миоцене в примыкавших к Японскому морю зонах окраинно-континентального рифтогенеза Востока Азии (в зоне Яннам и на территории Сихотэ-Алиня [69]). Учитывая широкое территориальное распространение нижнемиоценовых толеитов, можно предположить, что зона активного спрединга (а вернее, совокупность зон рассеянного спрединга) и область новообразованной окраинноморской коры охватывали в это время гораздо большую площадь, чем это принято в большинстве реконструкций (включая и рис. 8,В), что может быть доказано в ходе последующих геофизических работ и глубоководного бурения.

Поскольку в раннем миоцене между океанической плитой и отодвигающейся от Евразийского континента континентальной микроплитой Японских о-вов сохранялась трансформная граница (см. рис. 8,В), субдукционный магматизм на Японских о-вах не проявился. Собственно, в юго-западной Японии раннемиоценового вулканизма не было вовсе [29, 39, 62, 63, 65 и др.]. Лишь на юге о-ва Сикоку известны единичные дайки основных лампрофиров, датированные (K-Ar-методом) 17.7 млн. лет, причем подчеркивается [97] отсутствие связи этих щелочных пород с зоной субдукции, поскольку граница между микроплитой Японии и Филиппинской плитой носила трансформный характер. В северо-восточной Японии в раннем миоцене вдоль сдвигов изливались бонинитоподобные высокомагнезиальные андезиты в контрастной ассоциации с риолитами, причем подчеркивается отсутствие в них субдукционных признаков и связи с зоной субдукции [94].

На Китайско-Корейской окраине континента в раннем миоцене формировались небольшие ареалы щелочных базальтоидов WPB-типа, которые местами (например, в ареале Онсупхен) частично наследовали субдукционные черты олигоценых шошонитов.

Конец раннего и начало среднего миоцена в Корейско-Японском регионе ознаменовались двумя важнейшими событиями, непосредственно повлиявшими на химизм и латеральную зональность магматизма: максимумом спрединга в Японском море и столкновением блока юго-западной Японии с Филиппинской плитой. Максимальное раскрытие Японского моря в самом начале **среднего миоцена** и максимальный прирост новообразованной окраинноморской коры около 15 млн. лет (см. рис. 8,Г) сопровождались интенсивным растяжением западного и северного континентального обрамления морского бассейна. Это был этап максимальной морской трансгрессии в пределах самого бассейна и вовлечения в морское осадконакопление прилежащих участков Евразии, включая грабены Пхохан и Кильчу-Менчхон Кореи.

Интенсивное раскрытие Японского моря в конце раннего и начале среднего миоцена сопровождалось излияниями наиболее деплетированных толеитов (верхний комплекс скважины 797). Толеитовый магматизм проявился и в зонах рифтогенеза континентального обрамления окраинного моря: на Сихотэ-Алиньском побережье [69], в зоне Мацуе [62] и в северо-восточной Японии, где обнаружены толеиты с возрастом 16–12 млн. лет [86]. Оценивая состав нижне-среднемиоценовых толеитов Японского моря в целом, следует подчеркнуть их повышенные (по сравнению с MORB Тихого океана) величины $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при данных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 5), что свидетельствует об их связи с астеносферой типа Индийского океана (I-MORB или DUPAL-подобной) и о развитии подобной астеносферы под восточным краем Евразии и смежными окраинноморскими бассейнами. На начальном, раннемиоценовом, этапе раскрытия Японского моря внедрившиеся в субконтинентальную литосферу астеносферные расплавы типа I-MORB были обогащены компонентами EM, которые на этапе максимального спрединга (17–15 млн. лет) сменились N-MORB-подобными расплавами. Большинство толеитов Японского моря несут субдукционные метки. Влияние древнего субдукционного компонента уменьшалось по мере раскрытия Японского моря, и в начале среднего миоцена здесь появились толеиты, связанные с наиболее “чистым” истощенным астеносферным источником; эти толеиты, имеющие высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и обедненные изотопами Pb (по сравнению с нижнемиоценовыми

вулканитами скважин), наиболее близки деплетированным верхнемантийным составам (см. рис. 5).

Завершение спрединга в Японском море было неодновременным. Так, толеиты осевой части бассейна Ямато уже 17 млн. лет назад (см. рис. 6) сменились щелочными базальтами WPB-типа с сильными EM I-свойствами (хотя и с признаками влияния предшествовавшего истощенного источника зоны спрединга). Этот щелочной вулканизм, судя по драгировкам, продолжался в бассейне Ямато в течение всего среднего миоцена [95].

На Корейско-Китайской окраине континента среднемиоценовый вулканизм был проявлен очень слабо, что указывает на начавшийся здесь режим сжатия. Формировались лишь небольшие ареалы и единичные дайки щелочных базальтоидов, как, например, в зоне Пхохан Кореи.

Если толеиты зоны Мацуе северного побережья о-ва Хонсю (см. рис. 1) связаны с формированием Японского моря, то две другие среднемиоценовые вулканические зоны юго-западной Японии: Сетучи и Фронтальная – отражают эпизод столкновения юго-западной части Японского микроконтинента с Филиппинской плитой (см. рис. 8,Г). Поскольку среднемиоценовые вулканиты зоны Сетучи имеют вектор намагниченности, параллельный современному магнитному полю, а вектор подстилающих пород отклоняется по часовой стрелке примерно на 40° , сделан вывод о ротации континентального блока юго-западной Японии около 16–15 млн. лет [93]. Встречное движение Филиппинской плиты в значительной мере определялось ее вращением по часовой стрелке [17, 37 и др.], в результате чего с блоком юго-западной Японии пришла в столкновение микроплита раскрывавшегося бассейна Сикоку (см. рис. 8,Г); активный спрединг последнего датируется интервалом 25–15 млн. лет [93]. Воздействие микроплиты бассейна Сикоку в качестве индентера на блок юго-западной Японии проявилось в дислокации турбидитов меловой–палеоценовой аккреционной призмы Симанто и перекрывающих олигоцен-нижнемиоценовых терригенных отложений зоны Набае, причем последние были деформированы особенно интенсивно [36]. В отличие от вергентных в сторону океана структур призмы Симанто, оформившиеся при столкновении складчато-надвиговые дислокации зоны Набае приобрели противоположную вергентность.

Предполагается [83], что на момент столкновения блока Японских о-вов с окраинноморской микроплитой Сикоку возраст последней составлял 10–0 млн. лет, а температура ее поверхности была не менее $900\text{--}1000^\circ$, что на 200° превышало температуру древней океанической коры близ конвергентной границы. Вследствие этого субдукция горячей коры бассейна Сикоку была затруднена, но ее влияние сказалось в возникнове-

нии в интервале 15–13 млн. лет антрацитов в зоне Симанто, в интенсивнейшем зеленосланцевом и амфиболитовом метаморфизме пород юго-западной Японии [96] и формировании двух зон своеобразных вулканитов – Сетучи и Фронтальной. Преобладающие в бимодальных ассоциациях этих двух зон риолиты источены изотопами Nd (см. рис. 4) и сильно обогащены радиогенными Sr и Pb. По соотношению $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 5) они тяготеют к источнику EM II. Нередко эти свойства риолитов связывают с плавлением осадочных пород – аккреционной призы Симанто для вулканитов зоны Сетучи [82] и осадков на Филиппинской плите для пород Фронтальной зоны [85]. Однако особенности изотопного состава среднемиоценовых кислых магматических пород бимодальных ассоциаций юго-западной Японии и присутствие в них кристаллов кордиерита, турмалина, граната позволяют объяснить их генезис анатексисом континентальной коры юго-западной Японии в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, вызванного воздействием горячей микроплиты бассейна Сикоку.

Формировавшиеся синхронно или несколько позже риолитов породы среднего–основного состава Фронтальной и Сетучи зон имели, видимо, различные источники. Наиболее приближенные к Филиппинской плите толеиты комплексов Маруяма и Сиономисаки Фронтальной зоны (по содержанию HFSE, а также величинам соотношений $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$, $\text{Th}/\text{Yb}-(\text{La}/\text{Yb})_N$ аналогичные составам E-MORB и BABB) обычно связываются с действием зоны спрединга бассейна Сикоку, установленной по магнитным данным [20, 59, 96 и др.]. Однако, наряду с ней, в краевой части бассейна Сикоку располагались, видимо, и другие зоны рассеянного спрединга, обусловившие толеитовый магматизм всей Фронтальной зоны юго-западной Японии, включая ареал Сиономисаки.

Генезис высокомагнезиальных средне-основных вулканитов (санукитоидов) зоны Сетучи (протекавший на глубинах 30–40 км при 1100–1150°C и давлении 8–10 кбар [23, 91, 93]) смыкается с проблемой происхождения бонинитов, характеризующихся большей истощенностью, чем базальты MORB-типа. Как показано [17, 25, 35, 44], бониниты и их аналоги могут возникать в различных обстановках: в зонах трансформных разломов, на начальных стадиях спрединга и даже в симантах. Однако в любой из них состав этих пород требует плавления тугоплавкого перидотитового рестила в условиях повышенной до 1150–1350°C температуры и (или) привноса флюидов, понижающих температуру солидуса [23]. Установлено [44], что предшествующий субдукционный метасоматоз области магмогенерации высокомагнезиальных истощенных вулканитов уменьшает степень их деплетированности и привносит в них субдукционные метки. Это весьма важно для по-

нимания генезиса санукитоидов зоны Сетучи, которые по сравнению с типичными бонинитами менее магнезиальны, обогащены REE, TiO_2 , щелочами. Более истощенный состав среди них имеют незначительно распространенные базальты, тогда как высокомагнезиальные и сопутствующие известково-щелочные андезиты обогащены радиогенными Nd, Sr и по изотопному составу Pb смещены в область EM II (см. рис. 5). Для объяснения парадоксальности состава этих пород (в условиях отсутствия синхронной субдукции) привлечена модель, согласно которой деплетированный компонент образовался при плавлении перидотита надвигающейся плиты (т.е. микроплиты Японии), а обогащающие компоненты (включая флюиды и SiO_2) возникли при плавлении осадка пододвигающейся горячей коры бассейна Сикоку [82 и др.] или связаны с континентальной литосферой Японии [67, 92, 93 и др.]. Последний вариант представляется более убедительным для объяснения субдукционных меток в санукитоидах, поскольку литосфера Японии до раннего миоцена принадлежала Евразийской окраине и подвергалась интенсивному мезозойскому надсубдукционному метасоматозу. Отсюда становится понятным различие составов вулканитов двух среднемиоценовых зон Японии. Толеиты приближенной к океану Фронтальной зоны несут признаки генетической связи с Филиппинской плитой, тогда как средне-основные вулканиты более тыловой зоны Сетучи обнаруживают признаки участия в магмообразовании подстилающей континентальной литосферы в условиях термально-го воздействия смежной окраинноморской микроплиты Сикоку.

Поздний миоцен Корейско-Японского региона характеризовался почти полным отсутствием вулканизма, за исключением площади Чугоку Японии, где происходили небольшие излияния щелочных лав и единичных потоков толеитов. Установлено отсутствие (или резкое замедление) субдукции Филиппинской плиты в интервале 10–6 млн. лет [84 и др.]. Субдукционного магматизма этого возраста не было не только в юго-западной Японии, но и в дуге Рюкю [84]. Позднемиоценовый амагматичный интервал в сочетании с завершением спрединга в Японском море указывает на возникновение режима сжатия в пределах всего Корейско-Японского региона. Предполагается [42, 43 и др.], что этот режим был обусловлен дальнейшим северонаправленным движением Филиппинской плиты, что привело к столкновению входящей в ее состав Идзу-Бонинской островной дуги с микроплитой Японии. Сжатие способствовало и изменению направления перемещения Амурской микроплиты на востоке Евразийского континента с северного на восточное [61, 79]. Позднемиоценовый магматический перерыв свиде-

тельствует о высокой интенсивности компрессии, которая ослабла к концу этого этапа.

На **плиоцен-голоценовом** этапе в рассматриваемом регионе сохранилось примерно то же направление перемещения плит и микроплит, которое оформилось в позднем миоцене (см. рис. 8,Д). Начавшаяся субдукция Тихоокеанской плиты под северо-восточную Японию вызвала формирование островодужного вулканического пояса в пределах северо-востока о-ва Хонсю. Однако субдуцирующий край Филиппинской плиты и к настоящему времени не достиг магмогенерирующих областей, располагаясь, по сейсмическим данным [63, 65, 86], на глубинах около 40 км и прослеживаясь от Нанкайского желоба в сторону Японии всего лишь на 150–300 км (см. рис. 8,Д). Поэтому субдукционный магматизм в юго-западной Японии отсутствует и ныне, в отличие от дуги Рюкю (северо-восточное окончание которой захватывает юг о-ва Кюсю), где островодужный вулканизм проявился с плиоцена (см. рис. 8,Е). Встречное перемещение края Евразийской плиты, а также Филиппинской и Тихоокеанской плит и продолжающееся тектоническое внедрение дуги Идзу-Бонин в центральную часть микроконтинента Японии привели к формированию по восточному краю Японского моря системы надвигов западной вергентности [42, 43 и др.].

Однако территория, включающая юго-западную Японию, морскую акваторию, Корею, Китай и Сихотэ-Алинь, находилась в режиме растяжения и стала ареной излияния (местами начиная с 6 млн. лет) щелочных лав с немногочисленными потоками толеитов вдоль сбросов и сдвигов (см. рис. 8,Д). Этот щелочной магматизм, начавшийся на Востоке Азии еще с эоцена (и не обнаруживающий генетической связи ни с плиоцен-четвертичной островной дугой северо-восточной Японии, ни с миоценовым толеитовым магматизмом раскрывавшегося Японского моря), был прерван в позднем миоцене интенсивной компрессией. Режим сжатия способствовал фракционированию расплавов в магматических очагах, в связи с чем позднее, в плиоцене и голоцене, местами происходили излияния дифференцированных (вплоть до трахитов и щелочных риолитов) лав. В четвертичное время в условиях умеренного растяжения происходили быстрые излияния недифференцированных щелочных базальтов, заполнивших в Корее структуры пулл-апарт современных речных долин.

Кайнозойские щелочные вулканы зон растяжения Китая и Кореи в совокупности со среднемиоценовыми вулканами симаунтов бассейна Ямато и с позднемиоцен-голоценовыми щелочными базальтоидами о-вов Хонсю (площадь Чугоку), Оки-Дого, Оки-Дозен, Уллындо, Дог и Чечжудо близки по химизму к внутриплитным

сериям Гавайских о-вов [21] и, особенно, Восточно-Африканских рифтов [32, 33 и др.] (см. рис. 2). По соотношению изотопов Sr и Nd (см. рис. 4) вулканы Китайско-Корейско-Японского трансекта образуют регрессивный тренд, направленный преимущественно в сторону составов EM I, что свойственно базальтам Восточно-Африканских рифтов и части ОИВ Тихого океана. Сочетание пониженных величин $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и высоких значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ вулканитов последних двух регионов дали возможность объяснить происхождение источника EM I внутриплитного магматизма действием нижнемантийных плюмов [16, 31, 32 и др.]. Эта модель позволяет связать щелочной магматизм кайнозойских зон растяжения Востока Азии с относительно неистощенным нижнемантийным веществом. Можно предположить, что область распространения этого вещества выражена периферической Западно-Тихоокеанской низкоскоростной (P-волн) аномалией [10, 28], которая соединяется с аналогичной аномалией, соответствующей Тихоокеанскому нижнемантийному суперплюму. Начальные излияния на Востоке Азии этого глубинного материала еще несли признаки существенного влияния на континентальную литосферу мелового–палеоценового субдукционного метасоматоза, что выразилось в появлении эоцен-олигоценых шошонитов и в смещении в нижнемиоценовых базальтоидах некоторых ареалов нижнемантийного и субдукционного компонентов. В более молодых щелочных лавах внутриплитный нижнемантийный компонент представлен в наиболее “чистом” виде, а субдукционная метка в них либо отсутствует вовсе, либо проявляется спорадически и незакономерно. Показательно, что влияние нижнемантийного вещества испытали и деплетированные источники зон спрединга Японского моря, что привело к излияниям обогащенных толеитов.

Вопрос происхождения компонента EM II в части базальтоидов кайнозойских зон растяжения Востока Азии остается открытым. Поскольку первоначально этот компонент был установлен в ОИВ длительно развивавшегося Пацифика, участие вещества континентальной литосферы в его генезисе не предполагается [32 и др.]; наиболее вероятной считается связь этого компонента с осадками древних субдуцированных океанических слэбов [32, 102 и др.].

Модель связи щелочных базальтоидов Китайско-Корейско-Японского региона с нижнемантийным апвеллингом, поддержанная рядом исследователей [10, 39, 52, 63, 65, 97], позволяет понять гетерогенность состава этих вулканитов, которые, во-первых, в разной степени обогащены щелочами, некогерентными элементами, изотопами Sr и Nd (см. рис. 2, 4), а, во-вторых, территориально тесно ассоциируют с единичными потоками толеитов различной степени обогащенности

[8, 12]. Это явление, характерное также для вулканитов Восточно-Африканских рифтов и ОИВ Тихого океана, объясняется гетерогенностью состава нижнемантийного плюма, возникающей как из-за взаимодействия последнего с астеносферой [40 и др.], так и благодаря рециклингу субдуцированной в прошлом океанической литосферы [16, 34, 66 и др.].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые данные о закономерностях распределения кайнозойских вулканитов различного состава на территории п-ова Корея в сочетании с ранее опубликованной информацией по сопредельным площадям позволили реконструировать возможные геодинамические условия формирования гетерогенного кайнозойского магматизма (и предполагаемых его источников) в пределах Корейско-Японского региона в целом, уточнив, а в ряде случаев и изменив ранее предложенные модели.

1. Латеральная зональность и возрастные вариации составов постсубдукционных кайнозойских вулканитов Корейско-Японского региона были обусловлены, в первую очередь, режимом растяжения вдоль трансформной границы, оформившейся в кайнозой между Евразийским континентом и Тихоокеанской плитой в результате Индо-Евразийской коллизии [41]. Эта трансформная граница сменила границу конвергентную, существовавшую здесь в мелу и начале палеогена.

Начальное растяжение восточного края перемещавшегося в северном направлении континента проявилось в формировании здесь в эоцене и олигоцене системы правых сдвигов и грабенов и излияниях базальтоидов шошонитовой и щелочной серий. Возникшая в раннем миоцене магматическая латеральная зональность отражала различную степень прогрессирующего растяжения востока Евразийской окраины, приведшего к отчленению микроконтинента Японии и к оформлению по системе правых сдвигов структуры пулл-апарт Японского бассейна [41]. В Корее и Китае в раннем и начале среднего миоцена формировались щелочные базальтоиды WPB-типа, тогда как в зонах спрединга Японского бассейна накапливались толеиты. Максимум спрединга в последнем около 15 млн. лет [46 и др.] совпал с излияниями MORB-подобных толеитов в зонах рифтогенеза края Евразийского континента и приморской части микроплиты Японии. Завершение спрединга в Японском море коррелируется со столкновением микроконтинента Японии с молодой плитой бассейна Сикоку. Повышенная температура (и пловучесть) этой плиты препятствовала ее субдукции под микроконтинент Японии, но вызвала в его пределах кратковременный (16–12 млн. лет) своеобразный зональный вулка-

низм (сочетание санукитоидов, анатектических риолитов и ВАВВ-подобных толеитов) [91–93 и др.].

Амагматичный в Корейско-Японском регионе интервал 13–6 млн. лет отражал режим компрессии, вызванный не только продолжавшимся северо-направленным движением Филиппинской плиты, но и начавшимся восточным перемещением Евразийского континента. Ослабление в конце позднего миоцена режима сжатия привело к широкому проявлению плиоцен-четвертичного щелочного магматизма на континенте (в Китае, Корее, Сихотэ-Алине), на о-вах Японского моря и в юго-западной Японии.

2. Анализ состава кайнозойских магматических образований по трансекту Корея – Японское море – Япония показывает отсутствие связанного с синхронной субдукцией надсубдукционного магматизма в интервале эоцен–поздний миоцен. Это свидетельствует о перерыве на этом этапе субдукции Тихоокеанской плиты под восточный край Евразийского континента и отколовшийся микроконтинент Японии. Субдукция этой плиты возобновилась лишь в конце позднего миоцена, вызвав островодужный магматизм в северо-восточной Японии. Однако в юго-западной Японии субдукционный магматизм отсутствует и ныне (за исключением крайнего фланга дуги Рюкю на юге о-ва Кюсю), поскольку ведущий край Филиппинской плиты достиг здесь глубин лишь 40 км [66]. Эти данные свидетельствуют о том, что Японское море не может рассматриваться в качестве тыловодужного (back-arc basin), поскольку перед его образованием и во время раскрытия (ранний – самое начало среднего миоцена) синхронные островные дуги в Японии отсутствовали. Следовательно, Японское море не является результатом тыловодужного (задугового) спрединга. Оно сформировалось в области трансформной границы Тихоокеанской и Евразийской плит, в режиме растяжения края последней. По механизму образования Японское море представляет бассейн типа пулл-апарт (pull-apart basin), являющийся одной из разновидностей категории окраинноморских бассейнов.

3. Гетерогенность состава кайнозойских магматических образований зон растяжения Корейско-Японского региона отражала не только изменение кинематики и геодинамики, но и смену источников магматизма по латерали и во времени. Эволюция постсубдукционного кайнозойского вулканизма континентальной окраины происходила от палеогеновых шошонитов (малоуглубинный источник в претерпевшей меловой–палеоценовый субдукционный метасоматоз субконтинентальной литосферной мантии) к щелочным, типично внутриплитным базальтоидам с доминированием изотопного компонента EM I (предполагаемый нижнемантийный апвеллинг). Интен-

сивность нижнемантийного плюмового источника возросла в интервале плиоцен–голоцен, когда вулканизм внутриплитного типа охватил восточный край Евразии, территорию завершившего развитие Японского моря, а также о-ва Японии. Предполагается генетическая связь кайнозойского магматизма WPB-типа Корейско-Японского региона с относительно неистощенным, глубинным веществом, которому соответствует периферическая Западно-Тихоокеанская низкоскоростная аномалия [10, 28]; поскольку последняя по латерали смыкается с отрицательной (P-волн) аномалией, соответствующей Тихоокеанскому суперплюму [7 и др.], можно полагать, что состав Западно-Тихоокеанской аномалии близок к нижнемантийному.

Ранне-среднемиоценовый магматизм формировавшегося Японского моря (и прилегающих зон окраинноконтинентального рифтогенеза) был связан с деплетированными астеносферными источниками; однако и они испытали влияние нижнемантийного вещества: начальные стадии окраинноморского спрединга сопровождалась излияниями толеитов типа E-MORB, и только на стадии максимального спрединга накапливались толеиты, близкие к N-MORB.

4. Следует подчеркнуть, казалось бы, парадоксальное явление – присутствие так называемого субдукционного компонента в не связанных с синхронной субдукционной обстановкой кайнозойских вулканитах зон растяжения Корейско-Японского региона, т.е. в породах, обусловленных действием либо деплетированного астеносферного, либо неистощенного внутриплитного (нижнемантийного) источников. Установлено, что доля субдукционного компонента уменьшается во времени (в щелочных базальтоидах Кореи от олигоцена к плиоцен-голоценовому этапу, в толеитах Японского моря – от раннего миоцена к началу среднего). С другой стороны, даже в плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидах, где внутриплитный источник проявлен в наиболее “чистом” виде, обнаружено присутствие субдукционного компонента, причем установлен незакономерный характер “зараженности” этим компонентом вулканитов по трансекту Корея – Японское море – юго-запад о-ва Хонсю, что свидетельствует об отсутствии генетической его связи с зоной субдукции Нанкайского желоба.

Главная причина этой обогащенности – влияние континентальной литосферы Евразии, мантия которой на предшествовавшем, меловом-палеоценовом, этапе претерпела интенсивный субдукционный метасоматоз, отразившийся впоследствии на кайнозойском магмообразовании зон растяжения края этого континента. Кроме того, возможны и иные причины появления “субдукционных” меток в вулканитах. Так, согласно модели нижнемантийного апвеллинга с участием рецик-

линговой океанической коры, высвобождающиеся из последней флюиды способны вызывать метасоматоз верхней мантии вплоть до появления флогопит- и амфиболсодержащих образований [16]. Таким образом, множественность причин, способных вызвать появление “субдукционных” (известково-щелочных) свойств в магматических образованиях, должна предостеречь при палеогеодинамических реконструкциях от непреременной корреляции подобного состава пород с синхронными зонами субдукции, поскольку возможны альтернативные петролого-геодинамические модели накопления вулканитов с “надсубдукционными” характеристиками.

Авторы благодарны коллегам из Геологического института АН КНДР и Национального Университета Кингпок Республики Корея за сотрудничество и организацию многолетних полевых работ в северной и южной частях п-ова Корея. Авторы признательны профессору К.Х. Чангу за активную поддержку совместных геологических исследований на юге п-ова Корея и о-ве Чечжудо и профессору Х. Окада (Япония) за предоставление материалов по Японии. Авторы благодарны также чл.-корр. РАН Н.А. Богданову, академику РАН В.И. Коваленко, академику РАН В.Е. Хаину, доктору геол.-мин. наук А.Я. Шараськину и доктору геол.-мин. наук В.В. Ярмолуку за обсуждение статьи и конструктивные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 99-05-65578, 00-15-98479, 01-05-64019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 140 с.
2. Геология Кореи. Пхеньян: Изд-во книг на иностр. яз., 1993. 663 с.
3. *Меланхолина Е.Н.* Типы задуговых бассейнов востока Азии: тектонические, магматические и геодинамические аспекты // Геотектоника. 1998. № 6. С. 34–50.
4. *Меланхолина Е.Н.* Позднемиоценовые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция // Геотектоника. 2000. № 3. С. 41–57.
5. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 250000 / Под ред. Н.А. Богданова и В.Е. Хаина. М.: ИЛОВ РАН, 2000. 193 с.
6. *Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А., Пушаровский Д.Ю., Руженцев С.В.* Глубинная тектоника Земли: строение, структурная асимметрия, геодинамика геосфер // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 88–99.
7. *Руженцев С.В., Моссаковский А.А., Меланхолина Е.Н.* Геодинамика Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли: сейсмотомографический аспект (постановка проблемы) // Геотектоника. 1999. № 3. С. 5–20.

8. Федоров П.И., Филатова Н.И. Кайнозойский вулканизм Корейского региона // Геохимия. 2002. № 1. С. 3–29.
9. Федорчук А.В., Филатова Н.И. Кайнозойский магматизм Северной Кореи и геодинамические обстановки его формирования // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 645–656.
10. Филатова Н.И. Сравнительная характеристика базальтоидов окраинноконтинентальных зон растяжения Востока Азии и океанических островов Тихого океана: изотопный и сейсмотомографический аспекты // Петрология. 2002. Т. 4. № 3. С. 411–441.
11. Филатова Н.И., Ким Зон Хи, Ким Хен Со. Тектоника Корейского полуострова // Изв. АН СССР. 1991. Сер. геол. № 6. С. 131–144.
12. Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм зон растяжения континентальных окраин (на примере Корейско-Япономорского региона) // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 519–546.
13. Филатова Н.И., Чанг К.Х. Позднемезозойские латеральные ряды обстановок осадконакопления Корейско-Японского региона // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 1. С. 100–104.
14. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозой и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
15. Allan J.F., Gorton M.P. Geochemistry of igneous rocks from legs 127 and 128, Sea of Japan // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 905–929.
16. Baker J., Chazot G., Menzies M., Thirwall M. A far plume-implications for mantle plumes, flood volcanism, and intraplate volcanism // Geology. 1998. Vol. 26. № 5. P. 431–434.
17. Bloomer Sh.H., Taylor B., MacLeod Ch.J. et al. Early arc volcanism and the ophiolite problem: a perspective from drilling in the Western Pacific // Active margins and marginal basins of the Western Pacific. Washington: AGU, 1995. P. 1–30.
18. Budahn J.R., Schmitt R.A. Petrogenetic modeling of Hawaiian tholeiitic basalts: A geochemical approach // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. Vol. 49. № 1. P. 67–87.
19. Celaya M., McCabe R. Kinematic model for the opening of the Sea of Japan and the bending of the Japanese islands // Geology. Vol. 16. № 1. 1987. P. 53–57.
20. Chamot-Rooke N., Renard V., Le Pichon X. Magnetic anomalies in the Shikoku Basin: a new interpretation // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 83. № 2. P. 214–228.
21. Chen C.-Y., Frey F.A. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, East Maui: implications for the origin of Hawaiian basalts // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. № B10. P. 8743–8768.
22. Cousens B.L., Allan J.F. A Pb, Sr, and Nd isotopic study of basaltic rocks from the Japan Sea, Legs 127/128 // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 805–818.
23. Crawford A.J., Fallon T.J., Green D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites. London: Unwin Hyman, 1989. P. 1–49.
24. Engebretson D.C., Cox A., Debiche M. Reconstructions, plate tectonics and trajectories of oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean Basin. Boulder, Colorado: Geol. Soc. Amer., 1987. P. 19–35.
25. Falloon T.J., Green D.H., Jacques A.L., Hawkins J.W. Refractory magmas in back-arc basin settings – experimental constraints on the petrogenesis of a Lau Basin example // J. Petrol. 1999. Vol. 40. № 2. P. 255–277.
26. Fan Q., Hooper P. R. The Cenozoic basaltic rocks of Eastern China: petrology and chemical composition // J. Petrology. 1991. Vol. 32. Pt. 4. P. 765–810.
27. Flower M., Tamaki K., Hoang N. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the Western Pacific // Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. Washington: AGU, 1998. P. 67–88.
28. Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H. Geological implication of the whole mantle P-wave tomography // J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. № 1. P. 4–23.
29. Furukawa Y., Tatsumi Y. Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: unusual magmatism in SW Japan at 13–15 Ma // Geoph. Res. Lett. 1999. Vol. 26. № 15. P. 2271–2274.
30. Gradstein F.M., Ogg J. A Phanerozoic time scale // Episodes. 1996. № 1–2. P. 3–5.
31. Hagan B.B., Graham D.W. Lead and Helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep sources mantle plume // Science. 1996. Vol. 272. № 5264. P. 991–995.
32. Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90. № B2. P. 273–296.
33. Hart W.K., Wolde G.G., Walter R.C. et al. Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № B6. P. 7731–7748.
34. Hauri E.H. Major-element variability in the Hawaiian mantle plume // Nature. 1996. Vol. 4. № 8(44). P. 65–69.
35. Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 28. P. 283–297.
36. Hibbard J.P., Karig D.E. Structural and magmatic responses to spreading ridge subduction: an example from southwest Japan // Tectonics. 1990. Vol. 9. № 2. P. 207–230.
37. Hickey-Vargas R., Herget J.M., Spadea P. The Indian ocean-type isotopic signature in Western Pacific marginal basins: origin and significance // Active margins and marginal basins of the Western Pacific. Washington: AGU, 1995. P. 175–198.
38. Ishikawa T., Nakamura E. Origin of the slab component in arc lavas from across-arc variation of Band: Pb isotopes // Nature. 1994. Vol. 370. № 6486. P. 205–208.
39. Iwamori H. Degree of melting and source composition of Cenozoic basalts in southwest Japan: evidence for mantle upwelling by flux melting // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1992. Vol. 97. № 47. P. 10983–10995.
40. Janney Ph.E., Castillo P.R. Isotope geochemistry of the Darwin Rise seamounts and the nature of long-term mantle dynamics beneath the south central Pacific // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. № B5. P. 10571–10589.
41. Jolivet L., Davy Ph., Cobbold P. Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India – Eur-

- asia collision // *Tectonics*. 1990. Vol. 9. № 6. P. 1409–1419.
42. *Jolivet L., Shubuya H., Fournier M.* Paleomagnetic rotations and the Japan Sea opening // *Active marginal basins of the Western Pacific*. Washington: AGU, 1995. P. 355–369.
43. *Jolivet L., Tamaki K.* Neogene kinematics of the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan arc // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 1311–1332.
44. *Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Eggins S., Muhe R.* Phenocryst and melt inclusion chemistry of near-axis seamounts, Valu Fa Ridge, Lau Basin: insight into mantle wedge melting and the addition of subduction components // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 151. № 12. P. 205–223.
45. *Kane M., Yoshida T., Aoki K.* Geochemical study of the volcanic rocks of the Ulreung island, Korea // *Res. Rept. Lab. Nucl. Sci. Tokyo Univ.* 1985. Vol. 18. № 1. P. 139–157.
46. *Kaneoka I., Takigami Yu., Takaoka N. et al.* ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 819–836.
47. *Kang P.Ch., Cho J.D., Choi J.H. et al.* Bouguer gravity anomaly map, the southern part of Korea. Scale 1 : 1000000. KIGAM, 1996.
48. *Kersting A.B., Arculus J., Gust D.A.* Lithospheric contributions to arc magmatism: isotope variations along strike in volcanoes of Honshu, Japan // *Science*. 1996. Vol. 272. № 5267. P. 1464–1468.
49. *Kim K.H., Tanaka T., Nagao K., Jang S.K.* Nd and Sr isotopes and K-Ar ages of the Ulreungdo alkali volcanic rocks in the East Sea, South Korea // *Geochem. J.* 1999. Vol. 33. № 5. P. 317–341.
50. *Kim Y.K., Lee D.S.* Petrology of alkali volcanic rocks in the northern part of Ulreung island // *J. Korean Ins. Min. Geol.* 1983. Vol. 16. № 1. P. 19–36.
51. *Kimura G., Tamaki K.* Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Seas // *Tectonics*. 1986. Vol. 5. № 3. P. 389–401.
52. *Kimura J.I., Yoshida T.* Mantle diapir – induced arc volcanism: the Ueno basalts, Notagi-Toge and Hida volcanic suites, central Japan // *The Island Arc*. 1999. Vol. 8. № 5. P. 304–302.
53. *Kohn S.C., Henderson C.M.B., Mason R.A.* Element zoning trends in olivine phenocrysts from a supposed primary high-magnesian andesite: an electron- and ion-microprobe study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. Vol. 103. P. 242–252.
54. *Kurasawa H.* Isotopic composition of lead and concentrations of uranium, thorium, and lead in volcanic rocks from Dogo of the Oki islands, Japan // *Cheml. Geol.* 1968. Vol. 2. № 1. P. 11–28.
55. *Lacassin R., Maluski H., Leloup P.H., Tapponnier P. et al.* Tertiary diachronic extrusion and deformation of western Indochina: structural and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from NW Thailand // *Geoph. Res.* 1997. Vol. 102. № 135. P. 10013–10037.
56. *Lallemant S., Cadet J.-P., Jolivet L.* Geodynamic evolution of the Northeast Japan continental margins during Cenozoic times: new insights // *Bull. Soc. Geol. France*. 1987. Vol. 8. T. III. № 3. P. 499–509.
57. *Lanphere M.A., Frey F.A.* Geochemical evolution of the Kohala volcano, Hawaii // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. Vol. 95. № 1. P. 100–113.
58. *Lee J.S., Pouclet A.* Le volcanisme Neogene de Pohang (SE Corée), nouvelles contraintes géochronologiques pour l'ouverture de la Mer du Japon // *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1988. Vol. 307. Ser. II. P. 1405–1411.
59. *Miyake Y.* MORB-like tholeiites formed within the Miocene forearc basin, Southwest Japan // *Lithos*. 1985. № 18. P. 23–24.
60. *Miyake Y.* Geochemistry of igneous rocks of Shimane Peninsula, formed within a Miocene back-arc rifting zone at the Japan Sea margin // *Geochem. J.* 1994. Vol. 28. P. 451–472.
61. *Moore G.W.* Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region. Explanatory notes. USA, Tulsa, Oklahoma: Amer. Assoc. Petroleum Geol., 1982. 120 p.
62. *Morris P.A., Kagami H.* Nd and Sr isotope systematics of Miocene to Holocene volcanic rocks from Southwest Japan: volcanism since the opening of the Sea of Japan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. Vol. 92. № B2. P. 335–346.
63. *Nakamura E., Campbell J.H., McCulloch M.T., Sun Sh.-S.* Chemical geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan. Implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea and China // *Geoph. Res.* 1989. Vol. 94. № 84. P. 4634–4654.
64. *Nakamura E., Campbell J.H., Shen S.-S.* The influence of subduction processes on the geochemistry of Japanese alkaline basalts // *Nature*. 1985. Vol. 316. № 6023. P. 55–58.
65. *Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell J.H.* Chemical geodynamics in the back arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotopic compositions // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 174. № 3–4. P. 207–233.
66. *Niu Y., Batiza R.* Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 148. № B2. P. 471–483.
67. *Nohda S., Tatsumi Y., Yamashita Sh., Fujii T.* Nd and Sr isotopic study of Leg 127 basalts: implications for the evolution of the Japan Sea backarc basin // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 899–904.
68. *Notsu K., Arakawa Y., Kabayashi T.* Strontium isotopic characteristics of arc volcanic rocks at the initial stage of subduction in western Japan // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1990. Vol. 40. № 2. P. 181–196.
69. *Okamura S., Arculus R.J., Martynov Yu.A. et al.* Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from the Japan Sea region // *Geology*. 1998. Vol. 26. № 7. P. 619–622.
70. *Otofuji Y., Matsuda T.* Amount of clockwise rotation of Southwest Japan fan shape opening of the southwestern part of the Japan Sea // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 85. № 78. P. 289–301.
71. *Otsuki K.* Plate tectonics of Eastern Eurasia in the light of fault systems // *Sci. Reportes Tohoku. University, Japan*. 1985. Vol. 55. № 2. P. 141–251.
72. *Park J.-B., Kwon S.-T.* Geochemical evolution of the Cheju volcanic island: petrography and major element chemistry for stratigraphically-controlled lavas from

- the northern part of Cheju Island // *J. Geol. Soc. of Korea*. 1993. Vol. 29. № 1. P. 39–60.
73. Park J.-B., Kwon S.-T. Geochemical evolution of the Cheju volcanic Island (II): trace element chemistry of volcanic rocks from the northern part of Cheju Island // *J. Geol. Soc. Korea*. 1993. Vol. 29. № 5. P. 477–492.
 74. Park J.-B., Park K.-H. Petrology and petrogenesis of the Cenozoic alkali volcanic rocks in the middle part of Korean Peninsula (I): petrography, mineral chemistry and whole rock major element chemistry // *J. Geol. Soc. of Korea*. 1996. Vol. 32. № 3. P. 223–249.
 75. Peltzer G., Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India – Asia collision: an experimental approach // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. № B12. P. 15085–15117.
 76. Poucllet A., Bellon H. Geochemistry and isotopic composition of volcanic rocks from the Yamato basin: hole 794D, Sea of Japan // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 779–789.
 77. Sakai T., Okada H. Sedimentation and tectonics of the Cretaceous sedimentary basins of the Axial and Kurosegawa Tectonic Zones in Kyushu, SW Japan // *Cretaceous environmental change in East and South Asia*. Tokyo: Geol. Soc. Japan, 1997. P. 7–28.
 78. Sakuyama M., Nesbit R.W. Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the Northeast Japan arc // *J. Volc. Geotherm. Res.* 1980. Vol. 29. № 1–4. P. 413–450.
 79. Savostin L., Zonenshain L., Baranov B. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk // *Geodynamic of the Western Pacific-Indonesian Region*. Washington: AGU, 1983. P. 198–228.
 80. Shibata T., Nakamura E. Across-arc variations of isotope and trace element compositions from Quaternary basaltic rocks in Northeastern Japan: for interaction between subducted oceanic slab and mantle wedge // *J. Geoph. Res.* 1997. Vol. 102. № 134. P. 8051–8064.
 81. Shimazu M., Kawano Y., Kagami H. Major and minor element compositions and Sr, Nd isotope ratios of basaltic rocks from the Pohang – Yangnam area, Korea // *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.* 1990. Vol. 85. № 9. P. 405–415.
 82. Shimoda G., Tatsumi Y. Generation of rhyolite magmas by melting of subducting sediments in Shodo-Shima Island, Southwest Japan, and its bearing on the origin of high-Mg andesites // *The Island Arc*. 1999. № 8. P. 383–392.
 83. Shimoda G., Tatsumi Y., Nohda S. et al. Setouchi high-Mg andesites revisited: geochemical evidence for melting of subducting sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 160. № 3–4. P. 479–492.
 84. Shinjo R. Geochemistry of high-Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough-Ryuku arc system // *Chem. Geology*. 1999. Vol. 157. № 1. P. 69–88.
 85. Shinjo H. Origin of the granodiorite in the forearc region of southwest Japan: melting of the Shimanto accretionary prism // *Cemical Geology*. 1997. Vol. 134. № 2. P. 237–255.
 86. Shiono K. Seismicity of the SW Japan Arc – subduction of the young Shikoku Basin // *Modern Geology*. 1988. Vol. 12. № 5. P. 449–464.
 87. Shuto K., Yashima R. Lateral variation of major and trace-elements in the Pliocene volcanic rocks of the Northeast Japan arc // *J. Miner. Petrol. Econ. Geol.* 1990. Vol. 85. № 5. P. 364–389.
 88. Song S., Lee H.K., Yun H. Petrogenesis of the Tertiary volcanic rocks from the southeastern part of Korea // *J. Volcan. and Geotherm. Res.* (в печати).
 89. Tamaki K., Suyehiro K., Allan S. et al. Tectonic synthesis and implications of the Japan Sea ODP drilling // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 1333–1350.
 90. Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia // *Collision Tectonics / Eds Coward M.R., Ries A.C.* Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1986. № 19. P. 115–157.
 91. Tatsumi Y. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. Melting phase relations at high pressures // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 60. № 43. P. 305–317.
 92. Tatsumi Y., Ishizaka K. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. Petrographical and chemical characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 60. № 4. P. 293–304.
 93. Tatsumi Y., Maruyama S. Boninites and high-Mg andesites: tectonics and petrogenesis // *Boninites*. London: Unwin Hyman, 1989. P. 50–71.
 94. Tatsumi Y., Otofuji Y.I., Matsuda T., Nohda S. Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 166. № 3–4. P. 317–329.
 95. Tatsumoto M., Nakamura Y. DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. Vol. 55. № 65. P. 3697–3708.
 96. Underwood M.B., Langhland M.M., Byrne T. et al. Thermal evolution of the Tertiary Shimanto Belts, Muroto Peninsula, Shikoku, Japan // *The Island Arc*. 1992. № 1. P. 116–132.
 97. Uto K., Takahashi E., Nakamura E., Kaneoka I. Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: geochemistry evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea // *Geochem. J.* 1994. Vol. 28. P. 431–449.
 98. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50. № 1–2. P. 11.
 99. Xu S., Uto K., Kim Y.K. K-Ar dating of volcanic rocks from Uleung Island, Korea // *Geochem. J.* 1998. Vol. 32. № 2. P. 78–92.
 100. Yoon S. Miocene-Pleistocene volcanism and tectonics in southern Korea and their relationship to the opening of the Japan Sea // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 281. № 1–2. P. 53–70.
 101. Yun S.H., Won Ch.K., Lee M.W. Cenozoic volcanic activity and petrochemistry of volcanic rocks in the Mt. Paektu Area // *J. Geol. Soc. Korea*. 1993. Vol. 29. № 3. P. 291–307.
 102. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 14. № 2. P. 493–571.

Рецензенты: В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк,
А.А. Шараськин

Cenozoic Magmatism in the Korean-Japanese Region and Its Geodynamic Setting

N. I. Filatova* and P. I. Fedorov**

**Institute of the Lithosphere of Marginal and Inner Seas, Russian Academy of Sciences,
Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia*

***Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

Abstract—The revealed regularities in the composition variability of the Cenozoic volcanics both throughout the Korean-Japanese region and in the vertical section have allowed reconstructing the possible geodynamic environment of origin of this heterogeneous magmatic complex and its assumed sources. The reviewed magmatism occurred under the conditions of a post-subduction extension, which had resulted from the Indian-Eurasian collision, which predetermined the transform character of the boundary between the Eurasian and Pacific plates. The Cenozoic magmatic rocks in the extension zone of the continental margin evolved from Oligocene shoshonites (a shallow-depth source in the continental lithospheric mantle that had undergone ancient subduction-related metasomatism) to alkaline, typically intraplate basaltoids (assumed lower-mantle upwelling). The intensity of the lower-mantle source increased during Pliocene–Holocene when the intraplate magmatism embraced the eastern margin of Eurasia, the floor of the Sea of Japan, which had completed its evolution by that time, and southwestern Japan. The lateral magmatic zoning, which originated in the Early Miocene and at the beginning of the Middle Miocene, was caused by the opening (in strike-slip fault zones) of the Sea of Japan basin, whose magmatism evolved from enriched tholeiites to depleted lavas, which originated from an asthenospheric source. The active spreading resulted in accumulation of MORB-like tholeiites in adjacent parts of the Eurasian continent and on the Japanese microcontinent. The paper discusses several possible causes of the heterogeneous contamination of Cenozoic lavas of the Korean-Japanese region, which originated in an absence of a synchronous subduction zone, with subduction-related components. The absence in Japan of island arcs that had preceded or were synchronous with the opening of the Sea of Japan does not allow considering the latter as a back-arc basin. The Sea of Japan, with respect to the mechanism of its formation, is a pull-apart basin, which is a variety of marginal marine basins.

НОВЫЙ ШАГ В ИЗУЧЕНИИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ОБЩЕЙ ТЕКТОНИКИ

© 2003 г. **С. А. Куренков**

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

Поступила в редакцию 23.09.2002 г.

Сравнительно недавно в свет вышла книга¹, значительная как по своему содержанию, так и по объему. В ней нашли отражение многие современные фундаментальные проблемы тектоники планеты Земля, благодаря чему книга сразу стала широко известна и по сути своей была обречена на успех в среде геологической общественности.

В написании монографии участвовали известные геологи-тектонисты и геофизики из различных институтов Российской академии наук: Геологического, Физики Земли, Океанологии, Литосферы краевых и внутренних морей. Представлены также сотрудники Геологического факультета Московского государственного университета. Всех авторов связывает признание примата горизонтальных перемещений блоков земной коры и литосферы в истории формирования Земли, хотя, и это естественно, авторский коллектив далеко не всегда единодушен в своих теоретических построениях. Не вызывает сомнений, что ключевую роль в объединении усилий авторов сыграл ее редактор – академик Ю.М. Пушаровский.

Книга внушительна по своему объему – 520 страниц стандартного формата (70 на 100/16). Она щедро проиллюстрирована – 154 рисунка, список библиографии просто громаден – 1116 ссылок. Такой объем трудно воспринять сразу, поэтому очень важно, что монография разбита на пять разделов.

Раздел I. Глубинная тектоника

Здесь Ю.М. Пушаровским предложена новая модель, согласно которой мантия разделяется на шесть геосфер, что убедительно обосновывается данными о минеральных преобразованиях и сейсмомографией. Кроме того, веско показано, что нижняя граница тектоносферы фиксируется на глубинах 2900 км, вовлекая тем самым в тектонические и геодинамические процессы огромный объем энергии Земли.

Основное положение второй статьи раздела, написанной А.И. Суворовым, сводится к тому, что на основе анализа геолого-геофизических данных по вулканогенно-осадочному, гранитно-

му и перидотитовому слоям континентальной литосферы утверждается увеличение размеров структурных парагенезов и амплитуд перемещений по горизонтали и вертикали от верхнего слоя к нижним.

Раздел II. Проблемы тектоники континентов, океанов и переходных зон. Наиболее представительная часть сборника и по объему, и количеству участвующих авторов

Раздел закономерно начинается с самых низов – проблемы тектогенеза в архее и протерозое. В.М. Моралев и М.З. Глуховский в своей статье продолжают разбираться в этой сложнейшей проблеме, рассматривая означенный период времени в качестве переходного от плюм- к плит-тектонике. Справедливости ради стоит заметить, что плюм-тектоника “работает” и в неогее, но в отношении преобладания ведущих процессов авторы правы.

Как всегда, с интересных позиций подошел М.Г. Леонов к проблеме тектоники консолидированной коры, выделив две закономерности. Согласно первой, консолидированная часть коры имеет значительную подвижность за счет реидных деформаций, а по второй – благодаря действию петроструктурно-реологического аттрактора происходит вертикальная аккреция земной коры.

В статье Ю.Г. Леонова рассматриваются важные вопросы, связанные с выявлением соотношений современных и древних рифтов, продолжительностью рифтогеза, геодинамической роли сдвиговой компоненты и предрифтовых явлений. Убедительно показано, что рифтогенез происходит в двух режимах: континентальный рифт – область экстремального растяжения и континентальный рифт – океанический рифт.

В большой статье Ю.М. Пушаровского “Тектонические феномены океанов” содержится невероятное количество информации, в первую очередь, по Атлантике, не забыты Тихий и Индийский океаны. Здесь проведено тектоническое районирование океанских структур, рассматривается разломная тектоника океанов, но главным является вывод, что в образовании и эволюции океанов важная роль принадлежит нелинейным

¹ Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. 520 с.

геодинамическим процессам, с чем трудно спорить, а тем более опровергать.

Интереснейший объект тектоники – континентальные окраины весьма обстоятельно разобран Н.А. Богдановым. Автором проведен анализ структурно-тектонических особенностей зон перехода от океана к континенту и, это важно, отличий в их геодинамической эволюции.

А.Л. Книппер, Г.Н. Савельева и А.Я. Шараськин в своем традиционном основательном стиле продолжили анализ офиолитовых ассоциаций Тетиса и Урала, углубленно рассмотрев проблемы формирования и классификации офиолитов.

Раздел III. Тектоника и геодинамика Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли

Этот раздел полностью “окупирован” тремя авторами – А.А. Моссаковским, С.В. Руженцевым и Е.Н. Меланхолиной. В своих двух статьях они рассматривают важнейшие вопросы глобальной асимметрии Земли и роли глубинных ап- и даунвеллингов. Принципиально новый вывод, который делают авторы, состоит в том, что системы апвеллингов и даунвеллингов являются важнейшими сквозьмантийными образованиями, определяющими действие планетарной конвекции. Она практически стационарна в Тихоокеанском и носит пульсирующий характер в Индо-Атлантическом сегментах.

Раздел IV. Разломы. Современные движения

Н.В. Короновский и М.Г. Ломизе интереснейшим образом подошли к проблеме связи глубинных разломов и плит-тектоники. Приведено немалое количество новых данных, в частности, по глубинности разломов. К сожалению, в конце статьи авторы заводят читателя в тупик, предлагая, с одной стороны, оставить определение глубинный разлом, а с другой – вывести его из употребления.

В основу статьи В.Г. Трифонова и А.К. Певнева положены карты, базирующиеся на данных глобальной сети GPS. Они, несомненно, более чем отчетливо свидетельствуют о разнонаправленности и разной скорости перемещений по разломам. Недостатком данных GPS, и это не вина авторов, является их строгая актуальность и невозможность интерпретировать в глубину веков, не говоря уж о большем.

Раздел V. Общие проблемы

В.Е. Хаин крупномасштабно показал, что три крупномасштабных цикла ответственны за историю Земли: цикл Вильсона проявляется в образовании и распаде суперконтинентов; цикл Бертра

соответствует закрытию океанов из-за столкновения с микроконтинентами и континентальными окраинами; цикл Штилле отвечает процессам конвекции в астеносфере.

Новый подход к расшифровке процессов тектогенеза ярко продемонстрирован в статье Ю.Н. Авсюка. Ему удалось убедительно показать, что процессы, в той или иной степени влияющие и влиявшие на формирование лика нашей планеты, должны рассматриваться в единой системе Земля–Луна–Солнце. Только в таком случае нелинейная геодинамика даст объяснение региональным особенностям общего хода эволюции.

В статье Б.Ф. Левина впервые приведена количественная оценка величины вклада гироскопических сил, продуцируемых перемещениями внутреннего ядра, в тектогенез.

Оригинальный подход к проблеме пространственной организации структуры Земли демонстрирует в своей статье В.Н. Шолпо. Несомненно, “кубизм” – новый стиль в тектонике, хотя новое отнюдь не означает правильное. Автору предстоит приложить немало сил для того, чтобы кубическо-октаэдрическая модель эволюции тектоносферы завоевала признание.

Новаторская статья Ю.М. Пуцаровского и С.Д. Соколова эффектно заключает весь сборник. Впервые предлагается выделять глобальную, региональную и локальную нелинейности. При этом авторы не забывают про эволюционные процессы и причинно-следственные связи, в которых важная роль отводится эпохам тектонических бифуркаций. Трудно кратко охарактеризовать рассматриваемую статью, поэтому остановлюсь только на ключевой, на мой взгляд, цитате: “Формы проявления крупных горизонтальных перемещений масс (неомобилизм) есть следствие открытости системы, каковой является Земля, с присущими ее геосферам сложным разноуровневым обменом веществом и энергией и дискретным проявлением нелинейных геодинамических процессов.” По сути эта фраза – итог всей книги.

Заканчивая свою краткую рецензию должен отметить символичность того факта, что такой серьезный труд появился на рубеже тысячелетий. Несомненно, книга будет востребована обширным кругом геологической общественности. Бесспорно также и то, что отраженная в монографии некоторая идейная разнонаправленность авторов делает ее интересной и помогает твердым шагом идти к созданию и развитию новой научной парадигмы – нелинейной геодинамики.

“ГЕОДИНАМИКА ПАЛЕОСПРЕДИНГА”

С. А. Куренков, А. Н. Диденко, В. А. Симонов

Москва

ГЕОС

2002

294 с.

Монография посвящена отражению глобальных процессов спрединга в древних океанических структурах. Более 20 лет авторский коллектив целенаправленно исследовал офиолитовые ассоциации Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса: Полярный Урал, Мугоджары, Центральный Казахстан, Южный Тянь-Шань, Южная и Западная Тува, Кузнецкий Алатау, Западный Саян, Горный Алтай, Монгольский Алтай и Гобийский Алтай. Материалы по этим регионам изложены в соответствующих главах, которые проиллюстрированы 175 рисунками. Данные аналитических исследований собраны в 45 таблицах. Список литературы включает 660 ссылок.

В первой главе рассматриваются методические и терминологические вопросы, что существенно облегчает восприятие огромного фактического материала по дайковым комплексам офиолитов, подробно изложенного в главах 2–7. В заключительной, восьмой главе на основе объединения геолого-тектонического, петро-палеомагнитного и петролого-геохимического направлений при изучении одних и тех же объектов авторам удалось полно охарактеризовать палеоспрединовые комплексы офиолитовых ассоциаций Урало-Монгольского пояса, провести их типизацию и выявить геодинамические особенности палеоспрединга, проследить этапы развития крупных океанических бассейнов прошлого, реликты которых в настоящее время входят в структуру Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса.

Монография предназначена для широкого круга специалистов, интересующихся общими и региональными вопросами геологии, геодинамики, петрологии, петрогеохимии и петро-палеомагнетизма.

Сдано в набор 10.10.2002 г.

Подписано к печати 28.11.2002 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 10.0

Усл. кр.-отт. 3.5 тыс.

Уч.-изд. л. 10.0

Бум. л. 5.0

Тираж 329 экз.

Зак. 6854

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

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



Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика"

на английском языке

- | | |
|---|---|
| Acoustical Physics | Molecular Biology |
| Applied Biochemistry and Microbiology | Oceanology |
| Astronomy Letters | Optics and Spectroscopy |
| Astronomy Reports | Paleontological Journal |
| Automation and Remote Control | Pattern Recognition and Image Analysis |
| Biochemistry (Moscow) | Petroleum Chemistry |
| Biology Bulletin | Petrology |
| Biophysics | Physics of Atomic Nuclei |
| Colloid Journal | Physics of Particles and Nuclei |
| Computational Mathematics and Mathematical Physics | Physics of the Solid State |
| Cosmic Research | Plasma Physics Reports |
| Crystallography Reports | Polymer Science, Series A |
| Differential Equations | Polymer Science, Series B |
| Doklady Biochemistry and Biophysics | Polymer Science, Series C |
| Doklady Biological Sciences | Problems of Information Transmission |
| Doklady Chemistry | Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics |
| Doklady Earth Sciences | Programming and Computer Software |
| Doklady Mathematics | Protection of Metals |
| Doklady Physical Chemistry | Radiochemistry |
| Doklady Physics | Russian Journal of Applied Chemistry |
| Entomological Review | Russian Journal of Bioorganic Chemistry |
| Eurasian Soil Science | Russian Journal of Coordination Chemistry |
| Geochemistry International | Russian Journal of Developmental Biology |
| Geology of Ore Deposits | Russian Journal of Ecology |
| Geomagnetism and Aeronomy | Russian Journal of Electrochemistry |
| Geotectonics | Russian Journal of General Chemistry |
| Glass Physics and Chemistry | Russian Journal of Genetics |
| Herald of the Russian Academy of Sciences | Russian Journal of Inorganic Chemistry |
| High Energy Chemistry | Russian Journal of Marine Biology |
| High Temperature | Russian Journal of Mathematical Physics |
| Human Physiology | Russian Journal of Nondestructive Testing |
| Inorganic Materials | Russian Journal of Organic Chemistry |
| Instruments and Experimental Techniques | Russian Journal of Physical Chemistry |
| Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics | Russian Journal of Plant Physiology |
| Izvestiya, Physics of the Solid Earth | Russian Metallurgy (Metally) |
| Journal of Analytical Chemistry | Russian Microelectronics |
| Journal of Communications Technology and Electronics | Semiconductors |
| Journal of Computer and Systems Sciences International | Solar System Research |
| Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology | Stratigraphy and Geological Correlation |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics | Studies on Russian Economic Development |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters | Technical Physics |
| Journal of Ichthyology | Technical Physics Letters |
| Kinetics and Catalysis | The Physics of Metals and Metallography |
| Laser Physics | Theoretical Foundations of Chemical Engineering |
| Lithology and Mineral Resources | Thermal Engineering |
| Microbiology | Water Resources |

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

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