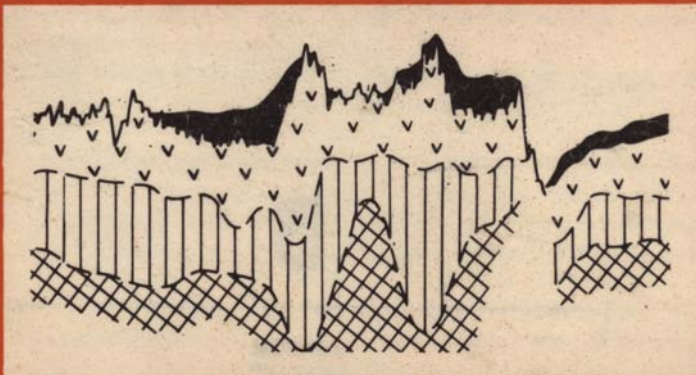




А. Я. ШАРАСЬКИН

ТЕКТОНИКА
И
МАГМАТИЗМ
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ
В СВЯЗИ
С ПРОБЛЕМАМИ
ЭВОЛЮЦИИ
КОРЫ И МАНТИИ



·Наука·

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А.Я. ШАРАСЬКИН

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ
В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМАМИ
ЭВОЛЮЦИИ КОРЫ
И МАНТИИ

Труды, вып. 472

Основаны в 1932 году



МОСКВА
"НАУКА"
1992

Russian Academy of Sciences

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

A.Ya. Sharaskin

**TECTONICS AND MAGMATISM OF MARGINAL SEAS IN RELATION
TO THE PROBLEMS OF CRUST AND MANTLE EVOLUTION**

Transactions, vol. 472

Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии / А.Я. Шараскин – М.: Наука, 1992 (Труды ГИН РАН; Вып. 472). – 163 с. – ISBN 5-02-002242-X

В монографии на основе современных данных по геологии, геофизике и геохимии окраинных морей рассмотрены принципы взаимосвязанного тектонического развития структурных триад, образуемых желобами, островными дугами и краевыми океаническими бассейнами. С использованием петрохимических и изотопно-геохимических параметров анализируются проблемы магматизма данных структур, закономерности его вещественной эволюции во времени и пространстве, особенности состава магомгенерирующей среды и факторы, определяющие специфику тектономагматической активности зон перехода от океанов к континентам. Дана оценка роли переходных зон в формировании глобальных неоднородностей земной коры и геохимических гетерогенностей верхней мантии.

Табл. 21. Ил. 43. Библиогр.: 294 назв.

Рецензенты: *Н.А. Богданов, А.С. Перфильев*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент РАН *А.Л. Книппер* (главный редактор),
В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц

Ответственный редактор
член-корреспондент РАН *А.Л. Книппер*

Reviewers: *N.A. Bogdanov, A.S. Perfiljev*

Editorial board:

Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences
A.L. Knipper (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, V.A. Dritz

Responsible editor

Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences *A.L. Knipper*

ВВЕДЕНИЕ

Окраинные моря образуют наиболее значительную часть глобальной системы активных переходных зон от океанов к континентам, часто выделяемую как особый, западнотихоокеанский тип континентальных окраин, во многом схожих, но в чем-то и отличных от окраин андийского типа. Недавние результаты детального изучения последних показывают, однако, что в их строении достаточно регулярно участвуют комплексы пород, которые по всем признакам формировались в условиях краевого моря, недостижимых в иной геологической обстановке. Это придает новый, более глубокий смысл очевидным переходам структур одного типа в другие, подчеркивает их геотектоническое единство в планетарном масштабе и позволяет рассматривать своеобразную мозаику структурных ансамблей окраинных морей как одну из непрерывных, периодически повторяющихся стадий эволюции всей системы переходных зон.

Такой, основанный на новых наблюдениях и идеях взгляд на природу окраинных морей заставляет рассмотреть следующий круг наиболее существенных на сегодняшний день вопросов:

– как взаимосвязаны в своем развитии желоба, островные дуги и изолируемые ими краевые бассейны с корой океанического типа, образующие характерные триады структур в любом окраинном море?

– чем вызывается различная для отдельных регионов полярность во взаимном расположении элементов данных триад?

– какова тектоническая природа и в чем принципиальные отличия желобов от других типов прогибов земной коры?

– как эволюционируют структуры островных дуг, и какой совокупностью процессов тектоники и магматизма определяется их развитие?

– существуют ли различия в составе и строении коры краевых океанических бассейнов и ложа океанов?

– каким образом этапы магматической активности структур окраинных морей сменяют друг друга во времени и пространстве, и какие источники вещества вовлекаются при этом в процессы генерации магм?

– в чем заключаются общие закономерности структурно-вещественных преобразований коры окраинных морей, и как они сказываются на глобальной эволюции земной коры и верхней мантии?

Данная работа представляет собой попытку дать ответы на эти вопросы путем совместной интерпретации и согласования данных по геологии, тектонике и геохимии окраинных морей, полученных за последние 10–15 лет и особенно интересных и важных в той своей части, которая относится к их подводным, ранее почти неизученным областям.

Многие из приводимых в работе результатов наблюдений и анализов получены при сотрудничестве с советскими и зарубежными коллегами. В разные периоды наиболее плодотворным оно было с Н.Л. Добрецовым, Н.А. Богдановым, С.Ф. Карпенко, Ю.А. Балашовым, А.Л. Девирцем, Ю.Д. Пушкаревым, Л.В. Дмитриевым,

С.Я. Кузнецовой, Н.В. Соболевым, Г.С. Закариадзе, С. Саном, Р. Несбиттом, Р. Скоттом, которым автор искренне благодарен за интерес к совместным исследованиям, помощь и полезные дискуссии. На становление и развитие излагаемых в книге идей и выводов огромное влияние оказали тесные научные контакты с учеными Геологического института РАН, прежде всего с А.Л. Книппером, Ю.М. Пушаровским, М.С. Марковым, Г.Н. Савельевой, А.А. Савельевым, А.С. Перфильевым, чьи советы, внимание и всегда доброжелательная критика заслуживают самой глубокой признательности. Неоценимую, достойную всех благодарностей помощь в подготовке рукописи и иллюстраций оказали Г.В. Козловская, А.В. Ильина и Н.Н. Мальшева.

ГЛАВА ПЕРВАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Анализ данных по геологии Филиппинского моря до настоящего времени играет особую, ключевую роль в развитии гипотез происхождения всей системы окраинных морей и тех характерных комплексов структур, которые существуют в их пределах. Именно здесь намного детальнее, чем в других подобных областях изучено геологическое строение морского дна. Особенно ценная информация была получена в пяти рейсах бурового судна "Гломар Челленджер", во время которых в пределах Филиппинского моря было пробурено в общей сложности 30 скважин, 22 из которых не только вскрыли породы осадочного чехла, но и проникли в толщи акустического фундамента разных типов структур, местами на несколько сотен метров. Эта информация вместе с новейшими результатами других геолого-геофизических экспедиций, работавших в данном регионе, позволяет уже сейчас выявить целый ряд принципиально важных закономерностей его геологического развития, которые и будут рассмотрены в данной главе.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПЛИТЫ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

В 1948 г. Г. Хесс (русский перевод 1952 г.) впервые рассмотрел морфологические и структурные особенности дна Филиппинского моря. В качестве его естественных границ он выделил систему протяженных, узких и аномально глубоких желобов, почти непрерывными цепями окружающих дно моря с запада и с востока (рис. 1). Рассматривая их вслед за Ф. Венинг-Мейнесом как области впаивания земной коры или тектогена, Г. Хесс писал, что они служат "ядром области горообразования" и что "все прочие основные структуры, и в равной мере вулканическая и сейсмическая деятельность в этой области, подчинены структуре тектогена и связаны с ней" [Хесс, 1952. С. 140]. Главными структурными элементами внутренней области моря, по Хессу, являются субпараллельные геоантиклинальные поднятия, разделяющие ее на три отдельных бассейна. В своей работе он отождествлял понятия геоантиклиналь и островная дуга и при этом всеми доступными тогда данными стремился показать, что "главной особенностью являются островные дуги, а производной – подчиненные им ложбины".

Принципы структурно-тектонического районирования, предложенные Г. Хессом, сохранились и были развиты в более поздних работах (например: [Пушаровский, 1972; Гнибиденко, 1979]). Однако по другим представлениям регион Филиппинского моря, несмотря на структурную неоднородность коры, можно рассматривать в целом как единую литосферную плиту. Для такой интерпретации, действительно, есть целый ряд веских оснований.

Анализ пространственного распределения эпицентров землетрясений показывает, что они сосредоточены вдоль зон, обрамляющих море, и практически не наблюдаются в его внутренних районах [Уеда, 1978]. Обе выделяемые сейсмофокальные зоны, восточная и западная, наклонены в сторону Азиатского континента и имеют сложную конфигурацию. На севере первая из них относительно полого падает под Идзу-Бонин-

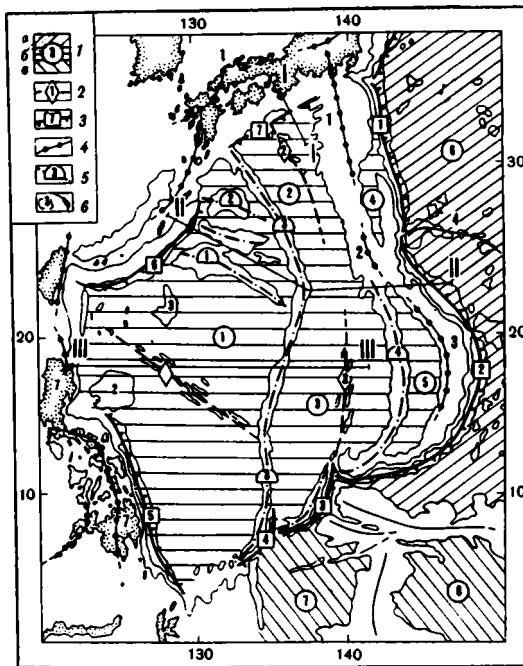


Рис. 1. Структурное районирование дна Филиппинского моря (по: [Шараськин, 1984])

1 — бассейны с корой океанского типа: а — на западе Тихого океана, б — в пределах моря, в — в пределах Каролинской плиты (1 — Западно-Филиппинский, 2 — Шикоку, 3 — Паресе Вела, 4 — Бонинский, 5 — Марианский трог); 2 — предполагаемые оси интрадугового спрединга: 1 — Центральный разлом, 2 — подводные горы Кинан, 3 — разлом Яп-Паресе Вела; 3 — глубоководные желоба: 1 — Идзу-Бонинский, 2 — Марианский, 3 — Яп, 4 — Палау, 5 — Филиппинский, 6 — Рюкю, 7 — Нанкай; 4 — активные островные дуги; 5 — остаточные островные дуги; 6 — прочие поднятия на океанской коре: 1 — хребет Гоиа, 2 — Бенхам, 3 — Урданета, 4 — горы Маркус-Неккер, 5 — Каролинский хребет, 6 — Заурипик

скую дугу. К югу падение ее становится более крутым и в районе максимальной выпуклости Марианской дуги переходит в вертикальное ниже глубин 200 км. На всем этом участке фиксируются эпицентры на глубинах до 680 км. Южнее глубокофокусные землетрясения не наблюдаются, и сейсмическая активность к югу от дуги Палау постепенно сходит на нет. В западной зоне, наоборот, максимум активности и глубины землетрясений приходятся на южную часть, и севернее о-ва Минданао эпицентры глубже 280 км не известны. Углы падения сейсмофокальной плоскости в этой зоне близки к 45° , но азимуты падения сильно варьируют. В целом обе зоны сейсмичности, окружающие дно Филиппинского моря, рассматриваются как непрерывные, хотя частота встречаемости эпицентров в их пределах заметно меняется в продольном и поперечном направлениях.

Существующие данные по распределению теплового потока показывают, что области с низкими его значениями (меньше $41,87 \text{ мВт/м}^2$) четко приурочены к системе желобов восточной и западной границ моря. Внутри их наблюдаются зоны с нормальным и повышенным тепловым потоком. Последние занимают не менее половины общей площади дна моря, при этом максимальные значения теплового потока ($150\text{--}350 \text{ мВт/м}^2$) фиксируются вдоль простирающийся Центрального разлома Западно-Филиппинской котловины, разлома Яп котловины Паресе Вела и в осевой зоне Марианского трога [Watanabe et al., 1977]. По заключениям американских и японских исследователей среднее значение теплового потока через дно Филиппинского моря явно превос-

ходит расчетные величины, получаемые из моделей остывания литосферных плит [Parsons, Sclater, 1977]. Это заставляет предполагать уменьшенную мощность литосферы в данном регионе и подъем разогретых масс мантийного вещества к ее подошве. Такое предположение самым прямым образом согласуется с данными о высокой электропроводности подкоровых горизонтов в северной части региона [Honkura, 1974] и с результатами анализа групповых скоростей поверхностных волн, вызванных крупными землетрясениями [Seekins, Teng, 1977]. По оценкам последних из упомянутых авторов, средняя мощность литосферы в регионе не превышает 30 км, т.е. она, как минимум, в два раза тоньше, чем соседняя Тихоокеанская плита, причем подстилающие ее горизонты мантии характеризуются высокой степенью поглощения сейсмических волн [Oliver, Isacks, 1967].

Согласно гравиметрическим наблюдениям вдоль границ Филиппинского моря протягиваются узкие пояса крупных положительных и отрицательных аномалий сил тяжести, характерные для сопряженных структур дуга–желоб на всем протяжении активных окраин океана [Гайнанов, 1980]. Они изостатически нескомпенсированы и указывают на происходящие перемещения крупных масс вещества в недрах, так как нарушения изостазии, по расчетам Е.В. Артюшкова [1979], в крупных регионах восстанавливаются за промежутки времени порядка первых миллионов лет.

Внутренняя область моря имеет лишь небольшую положительную величину изостатической аномалии, которая должна быть обусловлена либо подъемом разуплотненной мантии к подошве плиты, либо присутствием менее плотного тела в глубоких ее зонах [Worzel, 1976].

Таким образом, совокупность геофизических данных однозначно указывает на то, что аномально тонкая литосферная плита Филиппинского моря претерпевает в настоящее время активную перестройку всех своих краевых частей. Внутри их сколько-нибудь заметные тектонические деформации явно не происходят.

Глубинная структура коры Филиппинского моря изучалась многими исследователями. Особенно большой объем информации был получен в процессе подготовки и проведения рейсов б/с "Гломар Челленджер" вдоль геотраверса, пересекающего разные типы структур моря по параллели 18° с.ш. На рис. 2 показан разрез земной коры региона вдоль этой линии, основанный на недавних обобщениях Д. Хейса [1984].

Данные глубинного сейсмического зондирования показывают, что кора всех трех абиссальных котловин Филиппинского моря относится к океанскому типу. Полная ее мощность колеблется от 5 до 6 км, что явно меньше толщины коры северо-западного сегмента Тихоокеанской плиты, достигающей 7 км и более. Второй слой коры в пределах котловин характеризуется заметными вариациями мощностей (0,7–3 км) и широким диапазоном скоростей прохождения сейсмических волн ($V_p = 3,1 \div 6,3$ км/с). Это, как будет показано ниже, может быть связано с его формированием при рассеянном (диффузном) спрединге и флуктуациях интенсивности сопряженной магматической деятельности. Те же параметры для слоя 3 являются более постоянными: мощность его составляет 2–4 км, а скорость распространения продольных волн – 6,2–7,6 км/с.

Под хребтами и поднятиями толщина коры возрастает до 9–15 км, главным образом за счет утолщения сейсмического слоя 2. Скоростные характеристики этого слоя под отдельными участками хребтов и островных дуг становятся довольно сложными. Некоторые исследователи выделяют в недрах данных структур отдельные маломощные линзы со скоростями "гранитогнейсового" слоя. Такие линзы предполагаются под плато Амами, хребтами Дайто, в северной части хребта Иво-Джима, а также в районах северного и южного окончания хребта Кюсю-Палау.

Мощности покрова осадков в пределах котловин изменяются закономерным образом. Как правило, они минимальны в их осевых зонах, где разрозненные линзы отложений заполняют депрессии резко расчлененной поверхности акустического фунда-

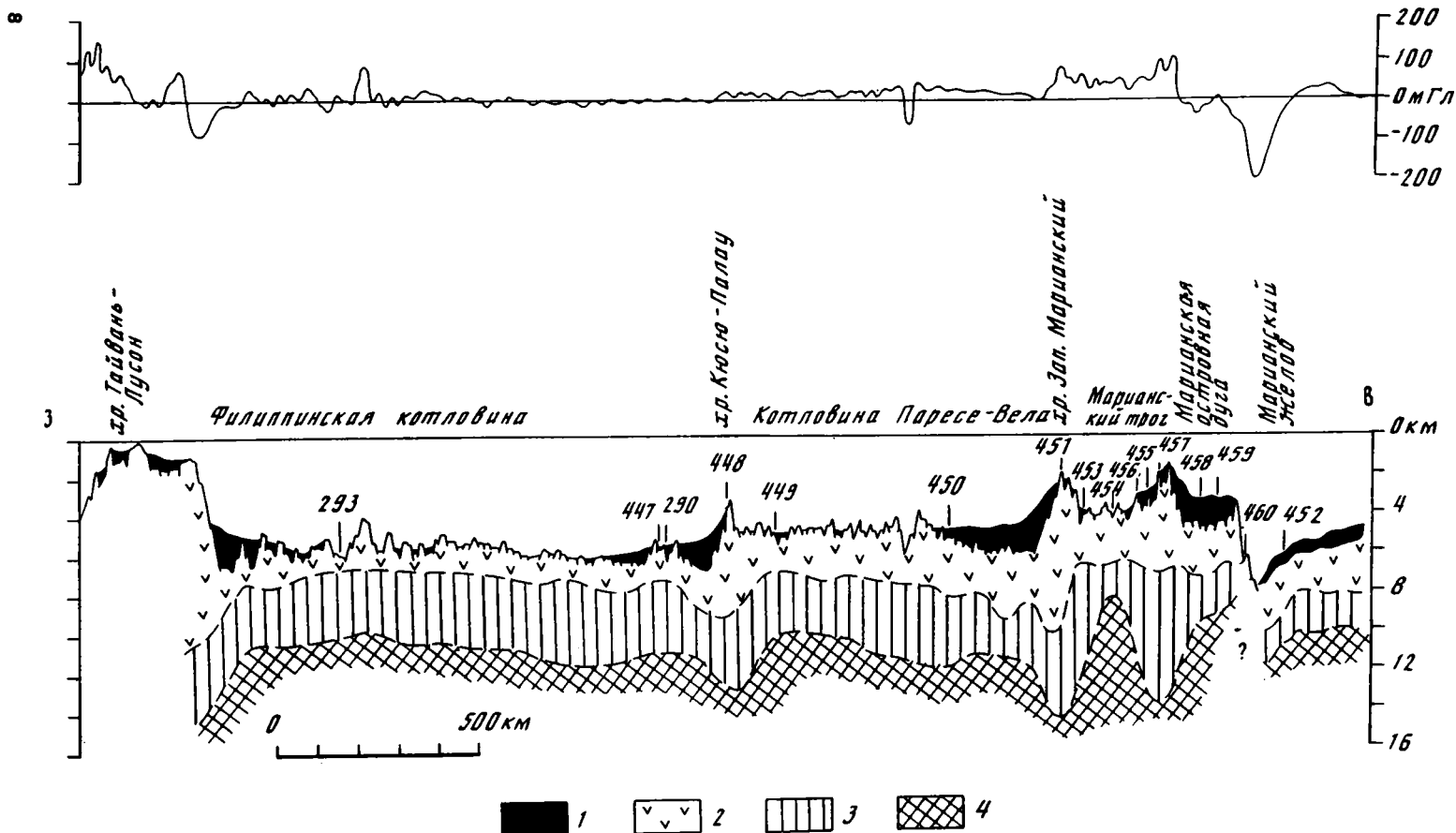


Рис. 2. Вариации мощностей и скоростные характеристики главных сейсмических горизонтов коры Филиппинского моря (обобщенный профиль вдоль 18° с.ш. по данным Д. Хейса [1984])

1 — осадочный чехол, $V_p = 2,7+3,1$ км/с; 2 — 2-й сейсмический слой, $V_p = 3,1+6,3$ км/с; 3 — 3-й сейсмический слой, $V_p = 6,3+7,7$ км/с; 4 — верхняя мантия, $V_p = 7,7$ км/с. Цифры на профиле — скважины Международного проекта глубоководного бурения. Верхний график — кривая распределения сил тяжести в свободном воздухе

мента [Агапова и др., 1980]. В стороны от осевых зон осадочный чехол становится сплошным, однако на значительной площади котловин остается маломощным (не более 100–200 м). Систематическое увеличение мощности осадков в котловинах наблюдается у западных склонов всех разделяющих их хребтов сумеридионального простирания. По данным бурения и сейсмостратиграфии оно связано с поступлением в эти области вулканокластического материала с близлежащих поднятий [Шараськин, 1984б]. Важно подчеркнуть, что у восточных склонов тех же поднятий шлейфы вулканокластики отсутствуют, и осадконакопление протекало здесь в условиях нормальной пелагической седиментации.

Признаков сколько-нибудь интенсивных складчатых деформаций осадочного чехла в котловинах нет. Спокойное залегание слоев нарушается лишь развитием локальных оползневых явлений там, где кровлю фундамента осложняют структуры типа горстов и грабен с незначительными амплитудами относительных смещений.

На дне желобов, с запада и с востока обрамляющих Филиппинское море, осадочный покров маломощен. Детали его строения известны плохо, однако данные сейсмопрофилирования и результаты бурения в Марианском желобе однозначно указывают на то, что аккреционные призмы у основания островных склонов желобов здесь отсутствуют.

ЖЕЛОБА И ОСТРОВНЫЕ ДУГИ ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Желоба – Идзу, Бонинский, Марианский, Яп и Палау (см. рис. 1), образуют почти непрерывную, сложную в плане цепь депрессий с разным геологическим строением западных, приостровных, и восточных, океанических, склонов. Последние в Идзу-Бонинском и субмеридиональной части Марианского желобов представляют прогнутый край Тихоокеанской плиты. По данным бурения в примыкающих к желобам областях ее акустический фундамент имеет верхнеюрский возраст. По кернам 16 скважин здесь в разрезе осадочного чехла установлен перерыв в осадконакоплении, охватывающий интервал от верхнего мела до неогена. Однако западнее осевой линии желобов столь крупный стратиграфический перерыв отсутствует. Тут палеогеновые отложения участвуют в строении осадочных разрезов, вскрытых скважинами 458–461 и в составах толщ, обнаженных на о-вах Бонин, Марианских, Яп и Палау. Следовательно, вся история осадконакопления, непосредственно к западу и в обширной области к востоку от рассматриваемой системы желобов, была резко различной.

Надо добавить, что строение прилегающих районов Тихоокеанской плиты осложнено большим количеством подводных гор и гайотов, часто группирующихся в хребты и поднятия. Один из таких гайотов на внешнем, океаническом склоне Марианского желоба, был изучен в 17-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев". С его вершины, ныне находящейся на глубине более 5000 м, драгированы фрагменты измененных, часто фосфатизированных пиллоу-лав состава щелочных оливиновых базальтов. Вместе с ними подняты обломки органогенных известняков, железо-марганцевых корок и фосфоритов [Шараськин и др., 1980]. Для одного из образцов базальтов определен K-Ar-методом абсолютный возраст в 102 ± 5 млн лет (граница нижнего и верхнего мела).

Аналогичные по облику, составу и характеру изменений базальты были драгированы японскими исследователями с двух гайотов близ южного окончания Идзу-Бонинского желоба [Preliminary..., 1985]. Рифовые известняки с этих гайотов содержат кораллы, гастроподы и фораминиферы верхнемелового возраста.

Более молодые, неогеновые щелочные вулканы участвуют в строении Каролинского поднятия, граничащего с желобом Яп. Трог Сорол, осложняющий строение западной части поднятия, является верхнемиоценовой структурой растяжения, поскольку в нем обнаружены океанические пиллоу-лавы с возрастом 5–7 млн лет [Шараськин и др., 1980].

На островных склонах желобов соответствующие по возрасту и составу щелочные вулканы опять-таки отсутствуют. Эти склоны, вскрывающие до глубины в 10 км фундамент активных островных дуг восточной окраины моря, изучены значительно детальнее противоположных. В их морфологии наблюдаются две батиметрические ступени. Верхняя начинается от подножия вулканических цепей тыловой зоны дуг. Она полого погружается в сторону океана до глубин 1–1,5 км, после чего крутизна склона резко увеличивается. На перегибе породы акустического фундамента во многих местах выходят на поверхность, образуя внешний хребет всей системы дуг. В южной части Идзу-Бонинского сектора на нем расположены о-ва Бонин, а на юге Марианской дуги – о-ва Фаральон де Мединилья, Сайпан, Тиниан, Рота и Гуам. Продолжением этой зоны на юг являются кулисообразно расположенные хребты Яп и Палау с соответствующими группами островов. Вулканические толщи, обнаженные на всех этих островах, имеют палеоген-неогеновый возраст. Проявления более позднего вулканизма не зафиксированы ни на островах, ни на подводных участках внешнего хребта.

Внутренняя активная цепь вулканов отделена от внешнего хребта депрессий. В целом она сравнительно неглубокая и только к западу от о-вов Бонин приобретает морфологию узкого, глубокого трога (рис. 3). Осадки и породы фундамента в пределах депрессии вскрыты скв. 458 и 459 в центральной части Марианской дуги [Hussong, Uyeda et al., 1981]. В обеих точках кровля фундамента образована вулканогенными породами. В первом случае они имеют раннеолигоценный возраст и отвечают по составу высокомагнезиальным андезитам и низкокальциевым толеитам островных дуг. Во втором случае породы фундамента представлены среднеэоценовыми островодужными толеитами. Особенности строения осадочных толщ, вскрытых скважинами, свидетельствуют о дифференцированном опускании отдельных блоков фундамента осевой депрессии Марианской дуги, начавшемся в палеогене.

О блоковом строении не только осевой депрессии, но и внешнего хребта свидетельствуют данные палеомагнитных наблюдений на островах [Jarrard, Sasajima, 1980]. Они показывают, что отдельные блоки коры этой зоны дифференцированно разворачивались, одновременно испытывая опрокидывание в восточных румбах. Углы их поворота порою значительны (до 80°), однако заметных смещений по широте при этом не было.

Вулканически активная зона в северной части рассматриваемой системы дуг шире, чем на юге. Здесь, кроме цепи вулканов, образующих вулканический фронт, есть надводные и подводные вулканические постройки к западу от него (см. рис. 3). На юге, в пределах собственно Марианской дуги, внутренняя зона узка и состоит из единой цепи вулканических центров, которая ярко выраженной дугообразной формой отличается от северных линейных цепей о-вов Идзуситито и Волкано.

Северная часть Идзу-Бонинской дуги служит продолжением вулканической зоны Фосса Магна и п-ова Идзу в Японии (см. рис. 3). Южную ее границу принято проводить по широте о-вов Бонин. Однако по характеру извергаемых продуктов к этой дуге следует относить и самый северный из о-вов архипелага Волкано – Кита-Ио-Дзима, вулканогенные породы которого относятся к толеитовой серии и резко отличаются от явно щелочных трахиандезитов, развитых на более южных островах этого архипелага. В таком случае общая протяженность Идзу-Бонинской дуги составляет почти 1100 км. На этом расстоянии в направлении с севера на юг высота гребня подводного хребта, на котором расположены вулканы, постепенно снижается, несколько уменьшается общая мощность коры (от 20–25 до 17–20 км), исчезают признаки наличия в недрах линз "гранитного слоя", немного увеличивается расстояние вулканического фронта от оси желоба и, как уже отмечалось, значительно возрастает крутизна падения сейсмофокальной зоны. В этом же направлении явно снижается общая интенсивность вулканизма, о чем можно судить по увеличению расстояний между вулканиче-

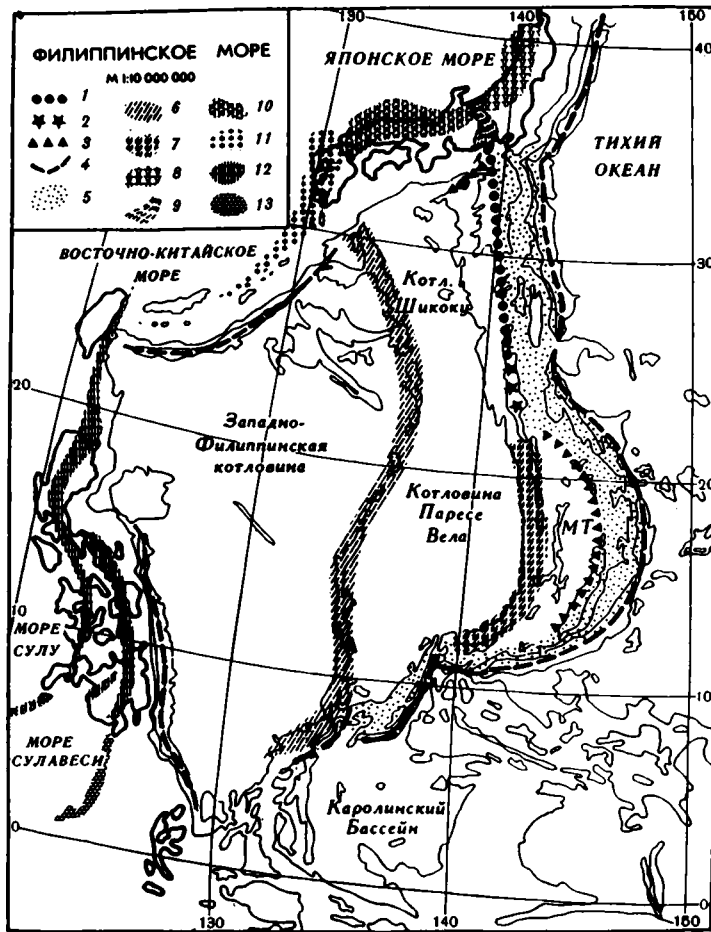


Рис. 3. Геолого-геохимическое районирование островных дуг Филиппинского моря (по: [Шараськин, 1987а])

1–3 – активные островные дуги восточного обрамления: 1 – Идзу-Бонинская (породы дифференцированной толеитовой серии), 2 – Волкано (щелочные трахиандезиты), 3 – Марианская и тыловой сегмент Идзу-Бонинской дуги (породы дифференцированной известково-щелочной серии); 4 – оси глубоководных желобов; 5 – фронтальная зона Идзу-Волкано-Марианской системы дуг (третичные вулканы толеитовой и бонинитовой серий с подчиненным развитием пород известково-щелочного состава); 6, 7 – остаточные дуги: 6 – хребет Кюсю-Палау (третичные породы толеитовой серии, подчиненные известково-щелочные вулканы и, возможно, бониниты), 7 – Западно-Марианский хребет (неогеновые известково-щелочные дифференцированные лавы и пирокластита); 8–13 – активные островные дуги западного обрамления: 8 – вулканический пояс Северо-Восточной Японии (толеитовые, известково-щелочные и щелочные серии), 9 – вулканотектоническая зона Фосса-Магна (толеитовые и известково-щелочные серии), 10 – вулканический пояс Юго-Западной Японии (известково-щелочные, щелочные, реже толеитовые серии), 11 – дуга Рюкю (известково-щелочные и щелочные серии), 12 – вулканические пояса Тайвань-Филиппинского сектора (известково-щелочные, щелочные и толеитовые серии), 13 – дуга Сангихе (известково-щелочные и толеитовые серии); ХД – хребты Дайто; МТ – Марианский трог

скими центрами и уменьшению объемов самих построек. Степень дифференцированности продуктов извержений при этом возрастает, и базальты, определенно доминирующие среди пород северных о-вов Идзуситито, на южных уступают место андезитам и более кислым по составу породам. Все это, как будет видно из дальнейшего, сопровождается определенными изменениями геохимических особенностей пород, хотя их петрогенетический тип в целом продолжает отвечать параметрам классических толеитовых серий островных дуг.

В дополнение к отмеченным продольным вариациям в развитии вулканизма Идзу-Бонинской дуги для нее, особенно в северной части, характерна поперечная зональность. Породы вулканов, расположенных к западу от вулканического фронта, по геохимическим критериям относятся уже не к толеитовым, а к известково-щелочным вулканическим сериям.

Настоящие щелочные вулканы, характерные для наиболее тыловых зон целого ряда островных дуг, в тылу Идзу-Бонинской дуги не обнаружены. В рассматриваемом регионе они появляются в достаточно неожиданной обстановке – непосредственно на линии вулканического фронта, слагая сооружения центрального и южных островов архипелага Волкано (см. рис. 3). Переход от области толеитового вулканизма к щелочному, по-видимому, резкий, поскольку расстояние между островами Кита-Ио и Ио-Дзима составляет всего 76 км, будучи в 2,5 раза меньше расстояния между последними вулканами толеитовой провинции.

Южная граница области щелочного вулканизма не установлена. Наиболее северной точкой, в которой появляются уже типичные известково-щелочные лавы, характерные для всей Марианской дуги, является подводный вулкан с координатами 21°56' с.ш. и 143°27' в.д. Отсюда к югу на расстояние в 950 км в виде правильной дуги протягивается цепочка из 19 надводных и подводных вулканов, самый южный из которых имеет координаты 13°30' с.ш. и 144°26' в.д. [Dixon, Stern, 1983]. Частота встречаемости вулканов здесь несколько выше, чем на Идзу-Бонинской дуге. В среднем она составляет один вулканический центр на 50 км вулканического фронта, тогда как севернее по самым оптимальным оценкам один вулкан приходится на 70 км этой линии. Однако по частоте извержений несколько более активна Идзу-Бонинская дуга, где в текущем столетии зафиксировано 30 событий против 22 в пределах Марианской дуги [Sitkin et al., 1981]. Еще активнее расположенная между ними зона щелочного вулканизма, два вулкана которой за сравниваемый промежуток времени извергались 10 раз.

Данные о составах пород, залегающих непосредственно под цепями активных вулканов, отсутствуют. Ксенолиты габброидов, встречающиеся в лавах многих островов, по петрологическим особенностям характеризуют гипабиссальные интрузивные фации соответствующих вулканов, а не породы фундамента. Судить о последних можно, лишь предполагая аналогии в разрезах коры фронтальных и тыловых зон. Комплексы пород, участвующие в строении нижней части коры первых, известны по результатам многочисленных драгировок с разных уровней глубины приостровных склонов желобов. На их основе установлено, что на всем протяжении восточной окраины моря в строении фундамента дуг доминирующую роль играют породы офиолитовой ассоциации. Типичные для нее ультрабазиты, габброиды, амфиболиты и зеленокаменно измененные эффузивы основного состава вместе с подчиненными плагιοгранитами и кислыми дайковыми породами обнаружены практически во всех исследованных участках. По наблюдениям они несут признаки интенсивного тектонического дробления и расщепления, особенно очевидные и ультраосновных породах. Характер деформаций и особенности состава ультрабазитов и габброидов региона детально изучены и описаны Г.Н. Савельевой [1987]. Ею выделены породы расслоенного плутонического комплекса офиолитов и мантийные перидотиты. В последних установлены высокотемпературные структуры пластического течения и бо-

лее поздние деформации, возникшие при внутрикристаллическом трансляционном скольжении и отражающие сложную полистадийную историю тектонического вмещения офиолитов в структуру основания.

Как указывалось, породы офиолитовой ассоциации выходят на поверхность дна на самых разных батиметрических уровнях островных склонов желобов. Крайними примерами являются о-в Яп, где они выведены на дневную поверхность [Марков, 1975] и район южного окончания Марианской дуги, в пределах которого эти породы обнажаются на глубинах более 8000 м [Шараськин и др., 1980].

На о-ве Яп небольшие тела серпентинитов и серпентинизированных перидотитов вместе с амфиболитами (включая гранатовые разновидности), зелеными сланцами и метагаббро выделяются под названием одноименной формации. Эта формация залегает в основании разреза и, по М.С. Маркову [1975], характеризует состав меланократового фундамента дуги. Петрохимические данные для амфиболитов из формации Яп и результаты геохимического анализа [Лутц, Пополитов, 1982] дают основание предполагать, что состав исходных базальтов отвечал океаническому типу. Присутствие океанских метатолитов в составе офиолитовой ассоциации отмечалось и для района южного окончания Марианской дуги, хотя в целом эффузивный и дайковый комплексы могут включать здесь и метаморфизованные толеиты островодужного типа вместе с породами бонинитовой серии [Шараськин и др., 1980].

На острове породы формации Яп с резким несогласием перекрыты отложениями формации Мэп, в составе которой преобладают тектогенно-осадочные брекчии с обломками пород офиолитовой ассоциации, имеющие, по мнению М.С. Маркова [1975], большое сходство с олистостромами. Породы формации Мэп содержат остатки фораминифер и радиолярий олигоцен-миоценового возраста, однако в других местах, например в районе о-ва Гуам, меланократовый фундамент перекрывается несколько более древними позднеэоценовыми отложениями формаций Алутом и Факпи [Reagan, Meijer, 1984].

Прямые данные о возрасте пород фундамента не очень многочисленны, но достаточно определены. Датировка К-Аг-методом образцов амфиболитов и метагаббро с о-ва Яп и из желобов Яп и Палау дала широкий разброс значений, обусловленный, по-видимому, неоднократным вовлечением пород в процесс метаморфических и тектонических преобразований. Наиболее древние из значений указывают на начало таких процессов в верхнем мелу (81–93 млн лет назад [Геология..., 1980]). Это заключение хорошо согласуется с данными о раннемеловом возрасте образца кальционеловых известняков, обнаруженного вместе с обломками габброидов при бурении основания Марианской дуги [Azema, Blanchet, 1981]. Этап скучивания и формирования пакетов тектонических чешуй, образовавших фундамент островных дуг с резко расчлененным рельефом верхней поверхности, судя по всему, завершился в начале кайнозоя, и начиная с конца эоцена на нем стали накапливаться эффузивные и вулканогенно-осадочные толщи.

Общий синтез данных по литостратиграфии островов внешнего хребта, результатов бурения во фронтальной зоне обсуждаемой системы островных дуг и значений абсолютного возраста развитых здесь пород приводит к выводу, что вулканическая активность в процессе эволюции данной цепи структур развивалась в три разделенных во времени этапа.

Наиболее древний, позднеэоцен-олигоценый этап вулканизма характеризуют отложения формаций Алутом и Факпи на Гуаме, Санкакуяма и Денсияма из Сайпане, Бабельтуап, Аймелик и Нгеремленгуи на о-вах Палау, а также пирокластические, вулканогенные и осадочные породы нижних частей разрезов, обнаженных на Тиниане и о-вах Бонин [Ingle, 1975]. К нему же по определениям абсолютного возраста относятся пиллоу-лавы, драгированные со средней части подводного основания о-ва Гуам и вулканогенные породы фундамента, вскрытые скв. 458 и 459 в центральной части

Марианской дуги. Главным типом вулканических пород этого этапа являются базальты, андезитобазальты, андезиты и дациты, низкокальциевой толеитовой серии островных дуг [Шараськин, 1987б]. На о-вах Бонин в основании разреза скв. 458 и на о-ве Гуам устанавливается их переслаивание с лавами бонинитовой серии и высокомагнетизмными андезитами. Поэтому с петрологической точки зрения важной особенностью магматизма этого периода является сопряженность во времени и пространстве двух генетически различных типов магм.

Среди осадочных образований выделенного возрастного интервала часто присутствуют мелководные известняки и туфопесчаники. Они известны на Бонинских островах, на Гуаме и на о-вах Палау. Эти породы и значительное количество пирокластических образований в составе указанных формаций говорят о том, что в это время извержения магм были приурочены к структуре поднятия с вулканами, возвышающимися над уровнем моря.

На эоцен-олигоценовых толщах с перерывом и угловым несогласием залегают отложения среднего-верхнего миоцена: это формации Донни и Фина-Сису – на Сайпане, Томил – на Яп, Дандан – на Гуаме и Аракабесан – на Палау [Meijer et al., 1983; Ingle, 1975]. Сюда, по данным абсолютного возраста, следует отнести андезитобазальты, андезиты и их туфы, поднятые драгами с основания дуги Яп в южном и северном ее участках [Шараськин и др., 1980]. Доминирующим типом вулканических образований этого периода являются породы дифференцированной известково-щелочной серии. Для о-ва Гуам и южной оконечности дуги Яп отмечается присутствие разновидностей пород, принадлежащих к толеитовой серии островных дуг. Интенсивность вулканизма в данный период была ниже, чем в предыдущий, и, возможно, проявилась неповсеместно.

Начало последней стадии вулканической активности относится к концу плиоцена, она продолжается и в настоящее время. Цепи вулканов, как указывалось выше, развиты только в пределах Идзу-Марианского сектора. На участках Яп и Палау признаков вулканической активности нет. Особенностью этой стадии является одновременное проявление толеитового, известково-щелочного и щелочного магматизма, причем в отличие от предыдущих этапов области их развития в целом достаточно четко разграничены по простиранию цепи дуг (см. рис. 3). Только на самом севере Идзу-Бонинского сектора и далее в зоне Фосса Магна в Японии вулканы, извергающие толеитовые и известково-щелочные лавы, соседствуют друг с другом.

ОСТАТОЧНЫЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Термин "остаточные островные дуги" введен в геологический обиход Д. Каригом [Karig, 1970, 1971] в применении к вулканически пассивным сейчас поднятиям, разделяющим в окраинных морях котловины с корой океанического типа. Основанием для этого явились: 1) аналогии в сейсмических разрезах коры таких поднятий и близко расположенных вулканически активных дуг; 2) присутствие в их структуре доплиоценовых вулканогенных образований островодужного типа и 3) данные об увеличении мощности шлейфов пирокластики при переходе от котловин к склонам поднятий. Эпитет "остаточные" (remnant) подчеркивал асейсмичный характер поднятий и отсутствие вулканизма в их пределах на современном этапе развития.

В пределах Филиппинского моря к данной категории структур относятся хребты Кюсю-Палау, Западно-Марианский и, вероятно, Дайто (см. рис. 3).

Хребет Кюсю-Палау, протянувшийся от северной оконечности дуги Палау к о-ву Кюсю, отделяет Западно-Филиппинскую котловину от котловин Шикоку и Паресе Вела. Глубины гребня хребта лежат в интервале 500–2000 м. Почти на всем протяжении он асимметричен: его восточные склоны крутые, а западные полого спускаются ко дну котловины. Шлейфы вулканокластических отложений выклиниваются к западу и достигают в областях подножий с этой стороны мощностей от 700 м до

нескольких километров [Karig, Ingle et al., 1975]. С восточной стороны их нет, что доказано данными бурения, вскрывшего мощные толщии вулканокластического материала к западу от хребта (скв. 290 и 447) и их отсутствие у основания восточного склона, где непосредственно на поверхности базальтового фундамента залегают горизонт глубоководных карбонатно-глинистых илов (скв. 449).

Осевая зона хребта Кюсю-Палау была разбурена в районе северного окончания (скв. 296) и в центральной части (скв. 448). В северном районе бурение было остановлено в толще переслаивающихся туфов, туфогенных песчаников и алевролитов на глубине более 600 м. Редкие прослои наноилов с примесью туфогенного материала позволяют датировать кровлю толщии серединой верхнего олигоцена [Karig, Ingle et al., 1975]. Вверх по разрезу количество карбонатных прослоев увеличивается, указывая на постепенное затухание вулканизма.

Туфогенная толща (скв. 296) согласно перекрыта толщией осадков, накапливавшихся с конца олигоцена до настоящего времени. Они содержат отдельные прослои и примесь пеплового материала в средне-верхнемиоценовой и самой верхней частях разреза. Осадки представлены карбонатно-глинистыми отложениями, количество глинистой составляющей в которых прогрессивно увеличивается снизу вверх. Это свидетельствует о постепенном увеличении глубины осадконакопления, т.е. об опускании гребневой зоны хребта после завершения этапа его вулканической активности. Примесь пеплового материала в миоценовые и плейстоценовые отложения, вероятно, поступала со стороны Юго-Западной Японии.

Ближкий характер строения осадочного чехла установлен и при бурении гребневой зоны хребта Кюсю-Палау в районе 18° с.ш. (скв. 448). В низах разреза здесь тоже залегают толщии туфогенных отложений с прослоями настоящих пиллоу-лав мощностью до 38 м. Видимо, в данном случае пересечена зона, близкая к центру извержений. Верхии толщии, пробуренной на 740 м, содержат прослои осадков и перекрываются карбонатными отложениями позднеолигоценового возраста, т.е. вулканическая активность в этой зоне хребта прекратилась в то же время, что и на севере. С конца олигоцена здесь в составе карбонатных отложений опять появляется примесь глинистого материала, отмечающая рост глубины седиментации.

Признаки постолигоценовой вулканической деятельности отсутствуют и на о-вах Палау, доколь которых образует южное окончание описываемого хребта [Meijer et al., 1983]. Все это дает основания рассматривать хребет Кюсю-Палау как единую структуру, проходившую в своем развитии через стадию островной дуги, прекратившей активность в середине—конце верхнего олигоцена.

Самые древнии вулканогенно-осадочные образования на о-вах Палау фаунистически датированы поздним эоценом. Это совпадает со временем начала поступления вулканокластиков в основание разрезов, вскрытых скв. 290 и 447 у западного подножия хребта [Шараськин, Закариадзе, 1982], и весь период активности рассматриваемой остаточной дуги укладывается в интервал поздний эоцен—поздний олигоцен.

Данные по петрологии и геохимии вулканических пород, обнаженных на о-вах Палау [Preliminary..., 1985], вскрытых буровыми скважинами [Закариадзе и др., 1984] и драгированных со склонов хребта [Шараськин и др., 1980], говорят об их принадлежности к островодужной толеитовой серии. В принципе они вместе с результатами определения возрастных границ вулканической активности позволяют сопоставлять этот ее этап с ранним эоцен-олигоценовым циклом вулканизма в системе островных дуг восточного обрамления Филиппинского моря.

На основании драгировок крутых восточных склонов хребта Кюсю-Палау известно также, что в строении его фундамента, кроме вулканогенных пород, участвуют интрузивные образования габбро-плагитогранитного ряда. Большинство определений абсолютного возраста плутонических пород лежит в интервале 57—26 млн лет, позволяя считать их комагматичными с эффузивным комплексом. Редкие значения в диа-

пазоне 13–20 млн лет, скорее всего, связаны с более поздними метаморфическими преобразованиями в условиях зеленосланцевой или верхов амфиболитовой фаций метаморфизма.

Данные по возрасту разгнейсованных гранитоидов и наиболее метаморфизованных эффузивов из основания хребта Кюсю-Палау группируются в интервале 120–65 млн лет [Евланов и др., 1978; Савельева и др., 1980]. Они показывают, что "древний" фундамент структуры, как и во фронтальной системе дуг, был сформирован в конце мезозоя.

Вторая остаточная дуга Филиппинского моря – Западно-Марианский хребет, разделяет котловину Паресе Вела и Марианский трог (см. рис. 3). Хребет имеет дугообразные очертания в плане, на севере подходит к области сочленения активной Марианской дуги с дугой Волкано, а на юге – к узлу фронтальных поднятий на стыке дуги Яп с южным окончанием Марианской.

В морфологии и характере залегания осадочного чехла этой остаточной дуги наблюдаются те же закономерности, которые были отмечены для хребта Кюсю-Палау: восточные склоны и здесь более крутые, чем западные, а шлейфы вулканогенных отложений отсутствуют у подножий первых, но развиты вдоль вторых, выклиниваясь и фациально переходя в маломощный осадочный чехол центральных областей котловины Паресе Вела. Вулканогенные шлейфы разбурены скв. 53, 54 и 450. По данным микропалеонтологии начало их образования относится к середине раннего миоцена, а верхние горизонты имеют позднемиоценовый возраст [Sharaskin et al., 1981; Шараськин, Закариадзе, 1982].

В гребневой части Западно-Марианского хребта (скв. 451) акустический фундамент сложен витрокластическими туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами. По составу они отвечают базальтам известково-щелочной серии [Закариадзе и др., 1984]. К этой же серии по геохимическим критериям относится и пирокластическая из нижних частей разреза скв. 450, вблизи от западного подножия хребта.

По возрасту и геохимическим особенностям пород завершающий период вулканизма Западно-Марианского хребта сопоставим уже с миоценовым этапом во фронтальной системе островных дуг: с миоценовыми известково-щелочными породами формации Томил с о-вов Яп, образующих морфоструктурные продолжение хребта, и с миоценовыми, по данным радиометрии, вулканитами того же состава, которые были драгированы с их подводного основания [Шараськин и др., 1980]. Если так, то нужно полагать, что в строении более глубоких горизонтов фундамента Западно-Марианского хребта принимают участие и подстилающие формацию Томил тектонизированные породы офиолитовой ассоциации. Кроме того, у самого основания восточного склона хребта (скв. 453) под покровом осадков разбурены грубообломочные оползневые брекчии. В их составе, кроме известково-щелочных эффузивов, много метаморфизованных и, видимо, более древних эффузивов и габброидов толетитового состава и, кроме того, есть редкие обломки плагиогранитов и альбитофиров. В целом этот комплекс пород сравним с породами вулканоплутонической ассоциации эоцен-олигоценевого возраста хребта Кюсю-Палау [Sharaskin, 1981]. Если это заключение справедливо, то по литологии и стратиграфии меланократового основания и перекрывающих толщ разрез Западно-Марианского хребта является промежуточным звеном между хребтом Кюсю-Палау и системой островных дуг восточного обрамления Филиппинского моря.

Среди поднятий внутренней области моря особое место занимают диагонально расположенные относительно других структур хребты Дайто, находящиеся вместе с плато Амами в самом северном углу Западно-Филиппинской котловины (см. рис. 3). По итогам драгировок известно, что в их разрезах присутствуют серпентиниты, пироксеновые габбро, эпидот-хлоритовые сланцы, плагиоклазовые андезитобазальты, андезиты, более кислые эффузивы и их туфы, а также биотит-амфиболовые тоналиты

и гранодиориты [Гнибиденко, 1979]. Данные по геохимии пород отсутствуют, но по общим петрографическим описаниям этот комплекс эффузивов и кислых плутонических пород следует отнести к продуктам островодужного магматизма. Для них определены значения абсолютного возраста в интервале 140–75 млн лет, и поскольку из основания прилегающей ветви хребта Кюсю-Палау тоже были подняты достаточно древние гранитоиды, хребты Дайто могут иметь с ним общий фундамент, однако окончательно настаивать на этом пока преждевременно.

Признаки вулканической активности на хребтах Дайто и плато Амами в послемеловое время не обнаружены. С верхних их частей драгированы мелководные известняки эоценового и миоценового возраста. Судя по всему, они перекрыты более глубоководными отложениями с плиоцен-голоценовыми фораминиферами и радиолариями. Эоценовые мелководные осадки с нуммулитами находятся на глубине до 1,5–2 км, указывая на последующее погружение поднятий, т.е. тогда, когда на хребте Кюсю-Палау продолжали отлагаться мелководные фации и начала развиваться вулканическая активность. Таким образом, нынешняя граница между ним и хребтами Дайто, вероятнее всего, тектоническая, хотя это и не исключает прежнего единства структуры фундамента.

Судя по всему, между ассоциациями пород хребтов Дайто и других поднятий в регионе есть много общего, что позволяет классифицировать их как древние остаточные дуги с периодом вулканоплутонической активности в конце мела.

ИНТРАДУГОВЫЕ БАССЕЙНЫ

Основная часть площади дна Филиппинского моря приходится на три абиссальных котловины (см. рис. 1). Самая крупная из них, Западно-Филиппинская, занимает наиболее тыловое по отношению к Тихому океану положение. С востока ее обрамляет узкая гряда остаточной дуги Кюсю-Палау, а с запада – глубоководные желоба Рюкю и Филиппинский, прерванные сегментом Северо-Лусонской дуги.

Спокойный рельеф дна Западно-Филиппинской котловины осложнен узкой диагональной зоной контрастных форм рельефа, получившей название Центрального разлома [Хесс, 1952]. Морфологические особенности этой зоны [Щека и др., 1986; Karig, Ingle et al., 1975] и достаточно симметричный рисунок линейных магнитных аномалий [Shin, 1980] дали основание классифицировать Центральный разлом как реликтовый спрединг-центр. Эту интерпретацию подтверждает приуроченность к зоне разлома обнажений ультрабазит-габбро-базальтовой ассоциации пород [Щека и др., 1986], типичной для срединно-океанических зон спрединга.

На северном окончании Центрального разлома бурением (скв. 293) установлено, что океанический фундамент перекрыт здесь горизонтами красных пелагических глин среднеэоценового возраста [Karig, Ingle et al., 1975]. Деформации в эоцен-олигоценных слоях вскрытого разреза и данные сейсмопрофилирования, согласно которым разрывные нарушения кровли фундамента проникают и в осадочный чехол, дают основания думать, что на конфигурацию зоны спрединга могли оказать влияние предмиоценовые тектонические подвижки. Возможно, с этим связана некоторая разница в азимутах простирания линейных магнитных аномалий (~ 285°) и общего тренда хребтов депрессий в современной зоне Центрального разлома (~ 300°) [Shin, 1980].

По мере изучения, диапазон возраста магнитных аномалий определялся сначала в 54–37 млн лет, а затем в 59–26 млн лет. Расхождение связано с неадекватностью методов интерпретации, а также с низкими амплитудами и нечетким характером самих аномалий. Последнее объясняется либо развитием процессов спрединга в низкоширотной области, либо не строго линейным, политрещинным или диффузным характером самой спрединговой зоны. Не исключено, что сгущение "молодых" аномалий, предполагаемое Т. Ши для приосевой зоны Центрального разлома, является артефак-

том, связанным с трудностями однозначной диагностики аномалий там, где спрединговые структуры нарушались последующими тектоническими событиями.

За пределами приосевой зоны датировки аномалий согласуются между собой и с данными по возрасту базальных горизонтов осадочного чехла в Западно-Филиппинской котловине, а также с результатами определения абсолютного возраста пород базальтового фундамента. Согласно им раскрытие Западно-Филиппинской котловины началось в позднем палеоцене (56 ± 2 млн лет) и определенно завершилось в конце эоцена (38 ± 2 млн лет) [Шараськин, 1984б; Klein, Kobayashi et al., 1980; Kroenke, Scott et al., 1980].

За такой период скорость спрединга должна была быть весьма высокой, не менее 10 см/год, и возможно, что именно с этим связана аномально малая мощность коры в котловине (5,5 км) с тонким вторым сейсмическим слоем (см. рис. 2). Д. Хейс [1984] предполагает, что в Тайваньском секторе котловины, возможно, существует отдельный суббассейн. Однако несколько иной тектонический план морфоструктур дна в этой области вероятнее связан со смещениями в коре во время постмиоценовой коллизии Северо-Лусонской дуги, определявшей до этого западную границу бассейна, со структурами континентальной окраины. Свидетельства коллизии зафиксированы в стратиграфии и литологии комплексов пород Берегового хребта Тайваня и подробнее рассматриваются в следующем разделе главы.

Постспрединговый этап развития Западно-Филиппинской котловины заключался в накоплении тонкого (75–150 м) слоя пелагических осадков на большей части ее площади, отлагавшихся ниже уровня карбонатной компенсации. В истории осадконакопления по периферии бассейна существенную роль играл привнос вулканогенно-терригенного материала с прилегающих поднятий. Это отражено в разрезах всех буровых скважин, расположенных близко от поднятий. У западного склона хребта Кюсю-Палау (скв. 290 и 447) интервал отложения вулканокластического материала позволяет наиболее достоверно датировать период активности палеодуги (см. предшествующий раздел). На западе (скв. 293) привнос вулканокластиков фиксируется в среднем миоцене в момент максимальной активности Северо-Лусонской дуги. Затем с конца плиоцена здесь появляется более грубый материал, отмечающий этап коллизии и воздымания западной зоны дуги с образованием, как это показано ниже, субазальной структуры Берегового хребта Тайваня.

Разрез скв. 292, расположенной на поднятии Бенхам, к востоку от Лусона, начинается с довольно мелководных карбонатных отложений самых низов олигоцена. Субщелочные базальты основания свидетельствуют о формировании поднятия на постспрединговых этапах магматизма внутриплитного типа. Распределение горизонтов с пепловым материалом в разрезе указывает, что вулканизм на Лусоне в раннем–среднем олигоцене был умеренным, тогда как в раннем–среднем миоцене его активность явно возросла. Этот период продолжался с флуктуациями почти до конца миоцена, а затем после перерыва в конце плиоцена поступление вулканогенного материала вновь усилилось [Kennett et al., 1977].

Скважина 291 находится примерно на таком же расстоянии от Восточно-Филиппинской дуги, но в ее пелагическом разрезе отмеченные выше события не отразились. Очевидно, прежде она находилась на большем удалении. Результаты сейсмопрофилирования показывают, что южнее 8° с.ш. мощность осадочного чехла у бровки восточного борта Филиппинского желоба возрастает. В нем появляются линзы мощностью 200–400 м с геометрией рефлекторов, характерной для турбидитных отложений. Опробование поршневыми трубками показало, что под четвертичными илами действительно лежит слой грубозернистой пирокластиков [Karig, Ingle et al., 1975]. Такое соотношение говорит об очень недавнем прекращении притока грубого материала в данный район дна Западно-Филиппинской котловины, и соответственно о более позднем развитии здесь структуры желоба по сравнению с северной его частью.

Таким образом, данные о строении осадочного чехла Западно-Филиппинской котловины позволяют считать, что зона ее сочленения с хребтом Кюсю-Палау за всю историю развития оставалась пассивной. С другой стороны обрамлением служила система Северно-Лусонской и Восточно-Филиппинской островных дуг. Пассивное их сочленение с котловиной существовало на начальных этапах развития и претерпело затем разный характер перестройки в отдельных сегментах. Коллизия Северо-Лусонской дуги с континентальной окраиной Тайваня привела к дислокации пород фундамента и осадочного чехла зоны сочленения, а аналогичный процесс столкновения Восточно-Филиппинского сегмента с западным комплексом структур преобразовал пассивный тип границы в активный с возникновением Филиппинского желоба и сопряженных геолого-геофизических явлений. Есть основания полагать, что развитие северной части желоба началось в миоцене и постепенно проникало в более южные районы.

Конкретных данных о времени заложения желоба Рюкю пока нет. Данные о вулканической активности южного сектора дуги Рюкю в олигоцене (см. следующий раздел) позволяют связать начало его развития с этим периодом. Если это действительно так, то формирование западных конвергентных границ наиболее тыловой котловины Филиппинского моря начиналось с севера и последовательно распространялось на юг.

Котловины Шикоку и Паресе Вела, расположенные к востоку от хребта Кюсю-Палау (см. рис. 1), по многим признакам составляют генетически единый интрадуговой бассейн, возникший при следующем этапе спрединга в тылу восточной системы дуг Филиппинского моря. Магнитометрической съемкой в обеих котловинах установлены хорошо выраженные системы линейных магнитных аномалий [Grosowsky, Naues, 1979; Shih, 1980]. В северной части бассейна (котловина Шикоку) они симметричны относительно осевой цепи подводных гор Кинан, а на юге, в котловине Паресе Вела осью симметрии является центральная зона контрастных форм рельефа, морфологически сходная с зоной Центрального разлома в Западно-Филиппинской котловине.

Общая вытянутость магнитных аномалий в направлении с севера на юг предполагает развитие процессов раздвигания в широтном направлении. Существование расхождения в интерпретации возраста аномалий различными авторами не превышает первых миллионов лет. Эти данные, скорректированные по стратиграфическим данным для базальных горизонтов осадочного чехла, ограничивают развитие спрединга интервалом от позднего олигоцена до среднего миоцена (30–17 млн лет) [Шараськин, Закариадзе, 1982].

Мощности осадочного чехла в бассейне Шикоку–Паресе Вела заметно возрастают вдоль его восточной и северной границ [Шараськин, 1984а; Kroenke, Scott et al., 1980]. Это утолщение связано с поступлением вулканокластического материала со стороны Юго-Западной Японии и системы островных дуг восточного обрамления, один из периодов активности которых отмечается в среднем миоцене. Глубоководным бурением вскрыты дистальные (скв. 442, 443, 444) и более близкие к вулканическому фронту (скв. 53, 54, 450) зоны шлейфов. Наиболее удаленной от источников вулканического материала является скв. 442 в восточной половине котловины Шикоку. Здесь в основании разреза, перекрывая базальты фундамента, залегает тонкий слой литифицированных карбонатных отложений с микрофаунистическими остатками раннемиоценового возраста, который выше по разрезу сменяется глинистыми глубоководными отложениями. Прослой измененных пеплов наблюдаются здесь в среднемиоценовой части разреза, а начиная с позднего миоцена их уже нет. В остальных скважинах со среднемиоценовым возрастом фундамента примесь вулканогенного материала отмечается в самых нижних слоях осадков. В более дистальных зонах (скв. 443, 444) он либо рассеян в массе осадочного вещества, либо образует в нем отдельные прослой [Klein, Kobayashi et al., 1980]. Ближе к источникам вулканизма (скв. 53, 54 и 450) это пачки слоев вулканокластики [Fischer, Heezen et al., 1971; Kro-

enke, Scott et al., 1980]. В верхах среднего и низах позднего миоцена количество этого материала резко снижается и наступает этап нормальной пелагической седиментации. Он начинается практически синхронно по всей восточной зоне бассейна, опробованной пятью скважинами на протяжении 1500 км, и четко фиксирует конец предпоследнего этапа вулканизма во фронтальной системе островных дуг.

Границе раннего–позднего миоцена отвечает также возраст акустического фундамента Западно-Марианского хребта, сложенного известково-щелочными базальтами (скв. 451). Перекрывающая его верхнемиоценовая толща вулканогенно-осадочных отложений содержит прослой вулканомиктовых конгломератов и песчаников с градионной слоистостью, свидетельствующих о том, что в это время рост вулканических сооружений сменился периодом их размыва. Однако не весь материал этой толщи является переотложенным, и в отдельных местах затухающие извержения могли продолжаться вплоть до конца миоцена. Прослой грубого материала преобладают в нижних горизонтах и исчезают вверх по разрезу. В комплексах бентоносных фораминифер при этом появляются более глубоководные виды. Завершается разрез скв. 451 36-метровой пачкой фораминиферовых наноиллов с примесью глинистого материала. Стало быть, к концу миоцена здесь определенно наступил период покоя, и дуга с грядой вулканов опустилась ниже уровня моря. По современным отметкам гребня амплитуда опускания Западно-Марианского хребта составляет 1500–2000 м.

За пределами вулканокластических шлейфов шириной в 250–400 км осадконакопление в бассейне Шикоку – Паресе Вела протекало в условиях нормальной пелагической седиментации. Мощность чехла в западной зоне бассейна редко превышает 100 м. Здесь в основании склона хребта Кюсю-Палау (скв. 449) разрез начинается базальным горизонтом наноиллов, перекрывающих пиллоу-лавы фундамента. Выше лежат отложения пелагических бурых глин общей мощностью 97 м. По микрофауне возраст основания осадочного разреза определяется как конец позднего олигоцена (26 млн лет). Признаки поступления в этот район вулканокластического материала отсутствуют [Sharaskin et al., 1981]. Они появляются только в восточной зоне начиная со среднего миоцена, когда спрединг и формирование коры бассейна были близки к завершению. Первый этап раскрытия явно протекал без вулканической активности тылового и фронтального сегментов палеодуги Кюсю-Палау, которая подверглась продольному рифтогенезу, перешедшему затем в фазу спрединга. Судя по данным, полученным из скв. 449, пробуренной у самого основания хребта, эти процессы вряд ли начались много раньше того времени, когда возникло базальтовое основание данного разреза. Иначе говоря, начало рифтогенеза совпадает со временем окончания этапа вулканической активности палеодуги в начале позднего олигоцена. По всем признакам, вытекающим из данных магнитометрии, особенностей строения осадочного чехла котловины Шикоку–Паресе Вела и закономерностей глубинного строения ее коры, это событие определяло развитие всего бассейна.

Марианский трог, расположенный на юго-востоке описываемого региона между Западно-Марианским хребтом и Марианской дугой, является третьей глубоководной впадиной моря (см. рис. 1). Надо сказать, что изучение именно этой структуры и во многом аналогичной ей котловины Лау в тылу дуги Тонга послужило первым толчком к созданию спрединговой модели формирования тыловых и интрадуговых бассейнов [Karig, 1971]. Основой для этого были: 1) находки в осевых зонах свежих пиллоу-лав типа абиссальных толеитов, 2) океанический тип разреза коры, 3) неравномерный и в целом повышенный тепловой поток, трактуемый как признак существования магматических камер в недрах осевых зон.

В морфологии дна Марианского трога выделяется зона линейных депрессий, борта и днища которых свободны от осадков и изобилуют выходами свежих пиллоу-лав [Karig, 1971; Hussong, Uyeda et al., 1981]. К западу и к востоку от зоны степень расчлененности рельефа дна снижается. Сплошной осадочный чехол развит только вдоль

восточной границы трога, где в отдельных депрессиях мощность его достигает 700 м. Признаки деформаций осадочных толщ отсутствуют. Примесь вулканогенного материала в осадках отмечается повсеместно и доля его возрастает к востоку, к Марианской дуге.

Оценки общей мощности коры в трогe колеблются от 5 до 7 км. Результаты гравиметрии свидетельствуют в пользу тонкой коры, с некоторым утолщением к периферии [Hussong, Uyeda et al., 1981]. В центральных частях тепловой поток местами достигает весьма высоких значений (до 150 мВт/м² и более) [Watanabe et al., 1977]. В целом он весьма контрастен, вероятно, из-за системы гидротермальных ячеек, что косвенно подтверждается данными по гидрохимии придонных вод [Poreda, 1985].

Низкоамплитудные магнитные аномалии в Марианском трогe имеют нерегулярный характер [Hussong, Uyeda et al., 1981], хотя по остальным признакам зона спрединга здесь линейна и лишь слегка дугообразно изогнута. Обычно это противоречие объясняют расположением трога вблизи от магнитного экватора. Однако не исключено, что линейную форму зона приобрела сравнительно недавно, после начальной стадии диффузного (или рассеянного) спрединга.

Изучение кернa скв. 453 из области основания восточного склона Западно-Марианского хребта показало, что процесс нормальной пелагической седиментации начался здесь 5,6 млн лет назад [Hussong, Uyeda et al., 1981]. Роль акустического фундамента в точке скважины играет несортированная, гидротермально проработанная брекчия с обломками и глыбами базальтов, диабазов, габброидов и гранитоидов известково-щелочной серии [Sharaskin, 1981]. Формирование брекчи по многим критериям связано с гравитационным обрушением пород вулканоплутонического комплекса, обнажившегося в бортах рифтового ущелья при расколе палеодуги на тыловую и фронтальную части, которые образуют сейчас Западно-Марианский хребет и основание современной Марианской дуги. В цементе брекчи нет признаков смещения грубого обломочного материала с пелагическими осадками. Следовательно, он попадал на дно ущелья еще до накопления здесь заметного количества отложений, т.е. на начальной стадии рифтогенеза. Дальнейшее раскрытие трога привело к отложению на толщу грубого материала неизвестной мощности глинистых осадков верхней части разреза скв. 453.

Особый интерес представляет вопрос о том, в какой мере процесс спрединга в Марианском трогe активен в настоящее время. Большинство исследователей дает на него положительный ответ, обычно опираясь на данные о повышенном тепловом потоке. Однако подобные тепловые поля известны и в других областях окраинных морей, в том числе и там, где признаки активного спрединга явно отсутствуют. Для примера достаточно напомнить, что в зоне Центрального разлома Западно-Филиппинской котловины известны локальные значения теплового потока до 150 мВт/м² [Watanabe et al., 1977]. Поэтому утверждение о современной активности спрединга в Марианском трогe нельзя считать окончательно доказанным и для решения данной проблемы необходимы дальнейшие исследования.

СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Структуры, располагающиеся вдоль западных границ Филиппинского моря, представляют собой систему островных дуг, заложившихся на разновозрастном неоднородном основании с длительной историей предшествующего геологического развития. В отличие от структур восточного обрамления эти дуги обладают значительно более мощной корой со сложным рельефом главных сейсмических рефлекторов. Типичным примером может служить Японская дуга, общая мощность коры которой превышает 30 км. Поверхность Мохоровичича, фиксируемая по граничным скоростям порядка 7,5–8,1 км/с, прогнута под осевой зоной дуги и воздымается к окружающим областям с корой океанского типа. Неровный раздел Конрада образует поверхность "базаль-

тогового" слоя, выше которого лежит линза "гранитного" слоя с раздувом мощности в центральной и тыловой зонах дуги. В местах, где линза подходит к поверхности, развиты глубоко метаморфизованные образования, насыщенные интрузиями гранитоидов. Гранитно-метаморфическая природа фундамента, на котором залегает верхний и сравнительно маломощный слой вулканогенно-осадочных образований, признается всеми исследователями и явно не подлежит сомнению. Основная проблема, как справедливо отмечал М.С. Марков [1975], заключается в том, каков возраст процессов метаморфизма в отдельных тектонических зонах и какова природа исходного субстрата, подвергнувшегося преобразованию.

В наиболее интересном с позиций геологии дна Филиппинского моря юго-западном сегменте Японских островов выделяется целая серия субпараллельных тектонических зон, вытянутых вдоль общего простирания. На востоке они обрезаются тектонически и вулканически активной зоной Фоссой Магна, лежащей на продолжении Идзу-Бонинской дуги, а на западе – структурами северного окончания дуги Рюкю (см. рис. 3). В самой северной зоне Хида существуют выходы древних, докембрийских гнейсов (0,6–1,7 млрд лет), гальки которых обнаружены также в палеозойских конгломератах этой и более южных зон [Shibata et al., 1971]. Как полагают многие исследователи, плато Хида длительное время развивалось на краю Азиатского континента. По Ю.М. Пушаровскому [1972], эта и расположенные южнее зоны Сангун-Ямагути, Рёке, Самбагава-Титибу, Куросегава и Самбосан принадлежат единой Катазиатской зоне среднепалеозойской складчатости, в которой существуют и рифейские комплексы и которая оконтуривает Китайско-Корейскую платформу. Вывод этого исследователя о постепенном, хотя и неравномерном увеличении площади материковых областей Азии начиная с рифейской эры "за счет последовательного оттеснения геосинклинальных поясов в сторону Тихого океана" [Пушаровский, 1972. С. 38], применительно к Юго-Западной Японии, детально обоснован М.С. Марковым [1975]. По мнению последнего, ее внешняя зона закладывалась и развивалась на меланократовом основании с дальнейшим смещением областей проявления геосинклинального процесса в сторону океана.

С иных позиций, но с аналогичными выводами относительно общей направленности эволюции коры рассматривается история развития региона в обобщающей работе Т. Кимуры [1984]. Он относит зону Хида к области доюрской континентальной окраины. Внешние по отношению к ней зоны, самой южной из которых является зона Самбагава-Титибу, в данном случае рассматриваются как реликты структур доюрского краевого моря Титибу, мористее которого в это время располагалась палеоостровная дуга. Ей соответствуют геологические образования зон Куросегава и Самбосан. Обсуждать историю развития самого моря в палеозое – раннем мезозое удастся только в самых общих чертах. Вероятно, в его пределах существовали области с корой океанского типа, ныне представленные офиолитами и офиолитоподобными комплексами пород различных эпох становления. Японские геологи группируют их в два пояса: внутренний и внешний. Первый лежит в зоне Сангун-Ямагути, протягиваясь вдоль линии Оми–Майдзуру–Нагасаки и обрамляя на востоке гранитогнейсовый массив Хида; второй – в зоне Самбагава-Титибу, проходящей через центральные районы о-вов Кюсю, Сикоку и п-ова Кии.

Характер осадочных формаций, относимых к отложениям моря Титибу, говорит о том, что в разные эпохи развития глубокоководные условия осадконакопления в его пределах сочетались с мелководными, вплоть до шельфовых [Кимура, 1984]. В дополнение к этому здесь неоднократно развивались процессы складчатости, надвигообразования, высокотемпературного метаморфизма, гранитоидного и андезитового магматизма. Все эти данные наводят на мысль, что длительно развивавшееся море Титибу могло включать комплекс разновозрастных и гетерогенных структур, похожих на те, которые существуют и в современных морях, в частности в Филиппинском.

Несомненный интерес представляет высказывание Т. Кимуры о последовательном смещении глубинной магматической активности от тыловой зоны Хида на юг, к зоне Самбагава-Титибу. Аналогичное явление является одной из главных черт тектономагматической эволюции и Филиппинского моря.

Кульминация процессов гранитизации коры Японских островов наступает в меловое время, когда во всех внутренних зонах исчезают признаки накопления глубоководных отложений. По Т. Кимуре, это время окончательного тектонического скупивания прежних структур краевого моря и образования единой, крупной структурной зоны покровно-складчатого строения. К данному периоду относится образование крупного пологого надвига, по которому пояс Рёке был надвинут на пояс Самбагава-Титибу, положив начало существованию Медианной тектонической линии. К концу его по еще более пологим надвигам серии Бацудзо сложный пакет тектонических пластин тыловых зон был перемещен в сторону самой внешней зоны Симанто. Гранитоидный магматизм захватывает в мелу обширный внутренний пояс от Юго-Западной Японии до Западного Хоккайдо, как бы цементируя и формируя единый остов для всей этой структурной области. Дальнейшее ее развитие связано с отторжением от края Азиатского материка и раскрытием в тылу Японского моря.

Современный структурный облик Японской островной дуги с разделением на северо-восточный и юго-западный сегменты окончательно формируется начиная с неогена. В это время возникает разделяющая эти сегменты тектоническая зона Фосса Магна, которая служила в миоцене и продолжает служить сейчас связующим звеном между Идзу-Бонинской дугой и дугой Северо-Восточной Японии.

Расположение зон вулканизма на Японских островах в миоценовое время было аналогичным современному. Он был более интенсивным в северо-восточном секторе, захватывая всю зону Фосса Магна, большую, тыловую часть северной половины о-ва Хонсю, а также западную и северо-восточную области Хоккайдо. В юго-западном секторе, как и теперь, вулканизм развивался в тылу, и, кроме того, еще один узкий вулканический пояс, известный под наименованием Сетоути, располагался к северу от Медианной тектонической линии. В отличие от современных миоценовые вулканы повсеместно накапливались под водой в условиях резко расчлененного рельефа, который в целом погружался от приокеанических зон к тыловым. Области распространения пород данной эпохи принято объединять под общим названием провинции зеленых туфов. В Северо-Восточной Японии мощности их порою очень велики, до тысяч метров; на юго-западе они не превышают нескольких сотен метров. В составе отложений основную роль играют породы базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации известково-щелочной серии. На северо-востоке с ними связаны породы дифференцированной толеитовой серии, а на юго-западе – умеренно щелочные и щелочные вулканы [Кино, 1966]. Специфику вулканического пояса Сетоути в миоцене составляли извержения родственных бонинитам высокомагнезиальных андезитов, происходившие одновременно с излияниями лав известково-щелочного типа.

Самые внешние области Японских островов в миоценовое время оставались вулканически пассивными. Многие районы гор Хидака, Китаками и Абукума, а также п-ова Кии и о-ва Сикоку находились тогда выше уровня моря, и это позволяет сопоставлять их с фронтальными зонами современных Идзу-Бонинской и Марианской дуг. В позднем миоцене гряда островов на юго-западе определенно имела двойной характер, будучи разделенной трогом Сетоути [Tatsumi, Ishizaka, 1982].

Четвертичный период вулканизма в Японии начался и продолжает развиваться преимущественно в наземных условиях. К его началу тыловые зоны дуги оказались выше уровня моря, а фронтальная испытала существенные опускания. По данным бурения на склонах Японского желоба амплитуда погружения передовой области достигает 6 км, уменьшаясь до 0,5 км в прибрежной зоне [von Huene, 1984]. Изменения в характере вулканизма заключаются в увеличении пропорции пород то-

леитовой серии относительно известково-щелочных на северо-востоке и в усилении роли щелочных извержений на юго-западе.

Последний этап вулканизма Юго-Западной Японии часто связывают с субдукцией плиты Филиппинского моря. Как доказательство обычно приводят данные об "аккреционном" характере структуры осадочного чехла в трог Нанкай, считая его эмбриональным желобом. Такой взгляд трудно увязать с фактами о структурном единстве вулканической зоны Северо-Восточной Японии и Идзу-Бонинской дуги на протяжении неогена. Для спасения субдукционной модели тут надо предположить, что погружается только часть плиты в границах котловины Шикоку, со смещениями относительно Идзу-Бонинской дуги и хребта Кюсю-Палау. Никаких оснований для такого предположения нет. Рациональнее думать, что осложнения в чехле трога Нанкай и та пологая сейсмофокальная зона, которая выделяется под Юго-Западной Японией, обусловлены ее смещением в сторону котловины по плоскостям надвигов в основании дуги.

Следующим звеном в цепи структур западного обрамления Филиппинского моря является островная дуга Рюкю. Дугообразный пояс принадлежащих ей островов и подводных гор протягивается с северо-востока на юго-запад на 1500 км, соединяя о-ва Кюсю и Тайвань. Внешняя цепь крупных ее островов вулканически пассивна, как и в восточной системе дуг моря. Юго-восточные склоны этих островов на глубине 1,5–2 км соединяются в единый доколь, круто обрывающийся к оси желоба Рюкю, от которого начинается сейсмофокальная зона с глубинами гипоцентров до 280–300 км [Eguchi, Uyeda, 1983].

Японские исследователи разделяют дугу Рюкю на три сегмента (рис. 4), разобщенные узкими депрессиями Токара и Мияко, которые трассируют зоны сдвиговых деформаций. Предполагается, что такого рода граница есть между южным окончанием дуги и Тайванем. Внутренняя цепь вулканов (архипелаг Токара и подводные вулканы южнее) выражена только в северном и центральном сегментах, тогда как тыловой трог Окинава трассируется лишь в пределах южного сегмента, а к северу переходит в неглубокую депрессию.

По сейсмическим данным [Lee et al., 1980] вокруг трога Окинава разрез коры имеет континентальный тип строения. В самом трог коря утоняется до 13–15 км, приобретает скоростные характеристики, свойственные ее переходным типам. Акустический фундамент в трог имеет морфологию вложенных друг в друга грабен. Заполняющие их осадки не обнаруживают следов складчатых деформаций, но в центральной части по сбросовым нарушениям смещены вниз на несколько десятков метров. Были попытки выделить систему линейных магнитных аномалий в пределах трога, но они довольно спекулятивны и не позволяют отнести его к спрединговым структурам, хотя образование его за счет явлений растяжения и рифтогенеза представляется достаточно очевидным. Раскрытие трога, видимо, компенсируется смещением южного и центрального сегментов дуги Рюкю в сторону Филиппинского моря по ограничивающим их сдвигам.

На профилях эпицентров землетрясений под дугой Рюкю существуют хорошо выраженные субгоризонтальные зоны [Shiono et al., 1980], которые логично отождествить с плоскостями надвигов, по которым перемещаются указанные крупные блоки коры.

Внутренняя цепь вулканов имеет видимое продолжение в пределы о-ва Кюсю. Весь вулканический пояс располагается на коре континентального типа с развитым гранитогнейсовым слоем. Извержения его фронтальной зоны принадлежат известково-щелочной серии, а в тыловой зоне имеют щелочной состав. Обе зоны разделены депрессией фундамента, неровности которой сглажены осадочным чехлом с мощностями до 1000 м. На основе данных сейсмостратиграфии и драгировок отложения нижних горизонтов чехла сопоставляются с породами провинции "зеленых туфов" в

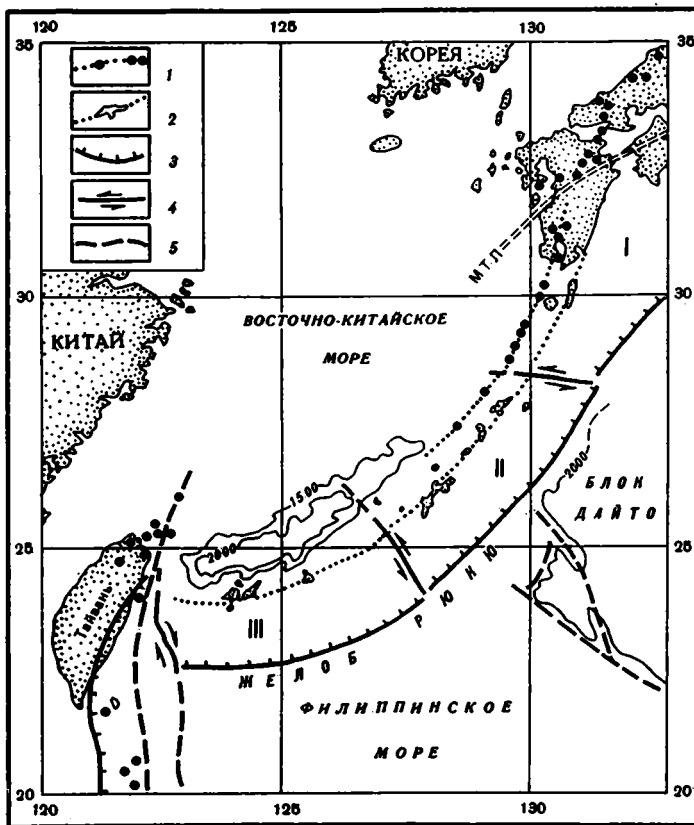


Рис. 4. Схема тектонического районирования островной дуги Рюкю (по: [Eguchi, Uyeda, 1983])

1 — вулканический пояс дуги Рюкю и другие четвертичные вулканы; 2 — внешнее вулканически пассивное поднятие с островами Рюкю; 3 — оси желобов; 4 — зоны сдвиговых деформаций (северная Токара, центральная Мияко и южная Рюкю-Тайвань); 5 — предполагаемые крупные разломы; изобатами 1500 и 2000 м околнурен трог Окинава; I—III — сегменты дуги: I — северный, II — центральный, III — южный; МТЛ — Медианная тектоническая линия Юго-Западной Японии

Японии и если так, то активность дуги Рюкю в миоцене была ниже, чем на Японских островах, где толщи туфов гораздо мощнее. Из опубликованных петрографических описаний ясно, что среди миоценовых вулканитов дуги Рюкю, как и в Японии, есть и толеитовые и известково-щелочные разновидности.

Породы фундамента Рюкю представлены метаморфизованными осадочными и вулканогенными образованиями, а также прорывающими их гранитоидами известково-щелочной серии. На островах северного и центрального сектора к ним относятся филлиты, кремни, зеленые сланцы, амфиболиты и мраморизованные известняки позднепалеозойского (пермского?) возраста, вмещающие интрузии позднемиоценовых и миоценовых гранитоидов. В южном секторе (о-в Исигаки) среди метаморфических пород основания присутствуют так же глаукофановые сланцы с абсолютным возрастом 174–195 млн лет [Kizaki, 1978].

Вызывает интерес попытка К. Кониси [Konishi, 1963] выделить на о-вах Рюкю тектонические зоны и метаморфические пояса по тем ключевым признакам, которые наблюдаются в Юго-Западной Японии. Однако такой подход слишком формализован, так как, несмотря, скажем, на индикаторные для зоны Санбагава метаморфические породы с глаукофаном, содержащие их комплексы появляются в самом отдаленном

секторе дуги, на расстоянии вдвое большем протяженности самой этой зоны в Японии. Кроме того, в ближайшем ее комплексе Нагасаки глаукофановые сланцы ассоциируют с серпентинитами, тогда как ни на о-ве Исигаки, ни в других участках дуги Рюкю ультрабазиты до сих пор не обнаружены. Таким образом, в истории формирования метаморфического фундамента внешней зоны этой дуги остается много нерешенных проблем. Более ясна кайнозойская история ее развития.

В южном секторе на породах основания с крупным несогласием лежат мелководные осадочные породы эоценовой формации Миюра, перекрытые вулканогенно-осадочной толщей Носко раннеолигоценного возраста, которая содержит большое количество андезитового материала. Обе они слабо деформированы, и весь разрез запечатывается толщами терригенных и карбонатных отложений с нижними горизонтами верхов миоцена [Karig, Ingle et al., 1975].

В центральном и северном секторах миоцен-четвертичные формации содержат заметную примесь вулканогенного материала. Они деформированы гораздо интенсивнее, чем в южном секторе, и перекрывают непосредственно комплексы пород основания. Таким образом, в кайнозое, а возможно, и в докайнозойское время, история развития южного и северного секторов дуги Рюкю, похоже была различной. Такой вывод подчеркивают: 1) разный характер метаморфизма пород фундамента южнее и севернее поперечной депрессии Мияко, 2) вулканическая активность южного сектора в олигоцене и отсутствие ее признаков в это время севернее и 3) прямо противоположная картина расположения вулканических зон на современном этапе развития.

В области перехода от дуги Рюкю к северной части Филиппинской дуги находится очень интересная структура о-ва Тайвань. Раздел Мохоровичича устанавливается под Тайванем на глубине 37–40 км, и кора региона, несомненно, принадлежит к развитому континентальному типу. Узкая Меридианальная долина, идущая вдоль восточного побережья от Хуальяня до Тайдуна, маркирует важную сутуру, которая разделяет остров на две области с разной историей геологического развития. К ней приурочена сейсмофокальная зона, падающая на восток под углом 50–55° с глубиной эпицентров землетрясений до 50 км.

Область к западу от нее принадлежит восточнокитайской континентальной окраине и имеет сложное покровно-складчатое строение [Ho, 1986]. С востока на запад в ее пределах выделяют три структурно-тектонических зоны: Центральный хребет, Западные отроги и Западную береговую равнину (рис. 5). Центральный хребет в целом представляет собой антиформу, восточное крыло которой косо срезается Меридианальной долиной. В ее узком ядре прослеживаются два субпараллельных метаморфических пояса: восточный Джули и западный Тайлуко. Они первоначально выделялись как единый комплекс сланцев Тананао, образующих дотретичный метаморфический фундамент структуры. К настоящему времени установлено, что восточный пояс представляет собой пакет деформированных тектонических пластин, состоящих из метаморфизованных пород офиолитовой ассоциации. Доминируют здесь яшмы и сланцы по глубоководным осадочным породам, в которые включены блоки основных и ультраосновных пород. Метаморфизм протекал в условиях глаукофановой и зеленосланцевой фаций. Судя по описаниям толщ, изначально это была мощная офиокластовая олистострома. Возраст ее матрикса, к сожалению, не установлен, но данные по абсолютному возрасту пород (Rb–Sr-метод) указывают на две, как минимум, стадии деформаций и метаморфизма: в позднем мелу и в позднем миоцене [Ho, 1986].

Восточный пояс метаморфических пород по взбросу вклинивается в западный, узкий на юге и более широкий к северу. В строении последнего главную роль играют слюдяные сланцы, амфиболиты, мигматизированные гнейсы и мраморы, среди которых отмечаются редкие тела базит-ультрабазитового состава [Ho, 1986]. В линзах мраморизованных известняков обнаружены деформированные пермские фузулиниды.

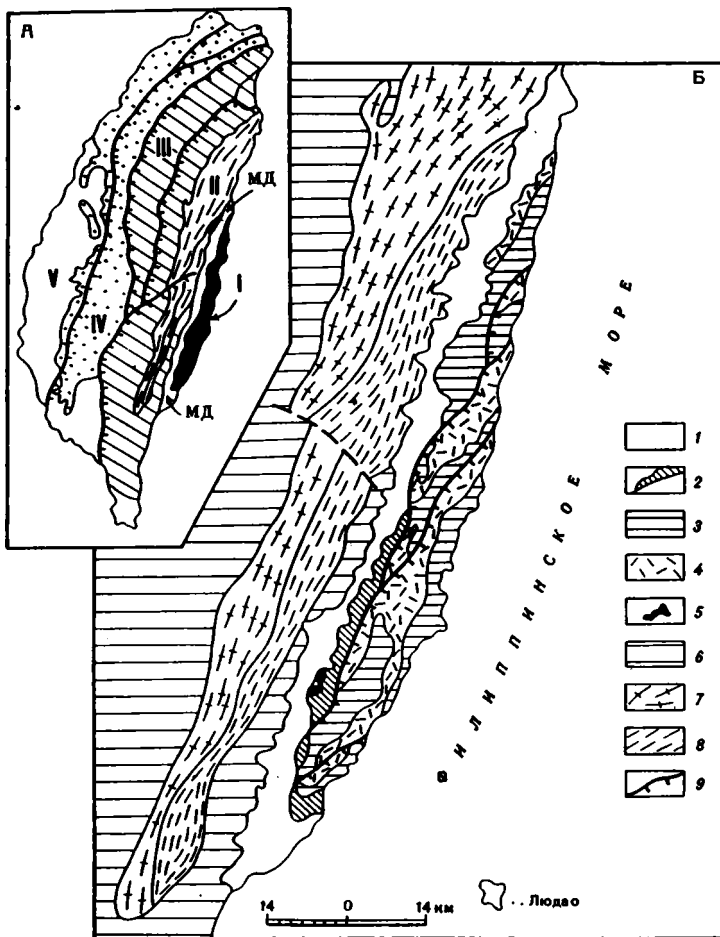


Рис. 5. Схема тектонического районирования (А) и геологическая карта Берегового хребта Тайваня (Б) (по: [Liou et al., 1977])

На разрезе: I – Береговой хребет, II, III – Центральный хребет с метаморфическим ядром (II), IV – зона западных предгорий, V – западная береговая равнина, МД – Меридиальная долина

На карте: 1 – четвертичные отложения Меридиальной долины, 2 – полоса выходов "меланжа" Личи с блоками и олистолитами офиолитовых пород, а также песчаников, известняков и конгломератов в глинистом матриксе, 3 – формация Такангоу (аргиллиты с прослоями песчаников и конгломератов в верхах разреза), 4 – формация Туланшань (лавы, агломераты и туфы преимущественно андезитового состава), 5 – картируемые олистолиты офиолитов в "меланже" Личи, 6 – осадочные формации Центрального хребта, 7 – метаморфический пояс Тайлуко, 8 – метаморфический пояс Джули, 9 – надвиги

На севере породы пояса Тайлуко прорываются позднемезозойскими интрузивами гранитоидов. Считается, что до начала главной плиоцен-плейстоценовой фазы орогенных деформаций на Тайване его породы испытали несколько стадий метаморфических преобразований [Liou, Ernst, 1984], точная датировка которых пока отсутствует.

На метаморфическом фундаменте с несогласием залегают мощные толщи эоцено-нижнемиоценовых аргиллитов, обнаженные в осевой части и на западных склонах Центрального хребта. В центральных, западных и в северных районах они содержат прослой песчаников и конгломератов, а также редкие линзы известняков и пирро-

кластики основного состава [Но, 1986]. В плиоцен-плейстоценовое время эти отложения были разбиты на серию смятых в складки блоков.

В зоне Западных предгорий залегают деформированные в эту же фазу толщи терригенных мелководных отложений, слагающих единый разрез с диапазоном возраста от позднего олигоцена до раннего плейстоцена. В нижнемиоценовых горизонтах среди них присутствуют прослои и линзы пирокластического материала с отдельными лавовыми потоками. Более высокие горизонты миоценовых и плиоценовых отложений на юге зоны содержат разрозненные тела рифовых известняков, а в плейстоцене в разных ее участках отложились мощные толщи конгломератов. Общая мощность разреза достигает 8000 м на востоке, быстро выклиниваясь к западу. Отдельные гряды плейстоценовых молас зоны прослеживаются в пределах Западной береговой равнины, покрытой рыхлыми аллювиальными отложениями.

Узкий Береговой хребт на востоке Тайваня имеет резко иное геологическое строение. Основная его часть сложена вулканогенными толщами неогена и ассоциирующими с ними флишоидными и турбидитными осадками. К древнейшим образованиям относятся андезитовые лавы, агломераты, туфы и связанные с ними вулканогенно-осадочные породы (нижне-среднемиоценовая формация Туланьшань). Вверх по разрезу они сменяются турбидитными толщами формации Такангоу, чьи нижние горизонты сохраняют значительное количество вулканогенного материала, который выше уступает место терригенным флишоидным отложениям конца миоцена—начала плейстоцена с примесью материала, поступавшего со стороны континентальной окраины [Liou et al., 1977].

Следующей стратиграфической единицей разреза Берегового хребта являются очень интересные плиоцен-плейстоценовые образования, выделяемые под наименованием меланжа Личи. В действительности это типичная олистодрома, в глинистом матриксе которой заключено большое количество олистолитов пород офиолитовой ассоциации, а также валунов и галек весьма разнообразного состава. Среди окатанного экзотического материала одна группа образований, несомненно, представляет результат переработки миоценовых вулканогенных пород самого Берегового хребта, а источником другой были метаморфические и осадочные комплексы Центрального хребта Тайваня.

Следует подчеркнуть, что Береговой хребт морфологически и структурно связан с протягивающимся на юг к Лусону подводным хребтом, на котором расположены о-ва Людао и Лансуй, а далее к югу — архипелаги Батан Бабуян. Структурное единство определенно подчеркивают обнажения андезитовых агломератов на о-ве Людао и присутствие экзотических офиолитовых глыб в агломератах (?) о-ва Лансуй [Lan, 1986]. Отмеченное появление в толщах пород Берегового хребта сначала тонкого (в формации Такангоу), а затем более грубого (в "меланже" Личи) материала со стороны центральных провинций Тайваня, несомненно, служит свидетельством сближения и коллизии северолусонской островной дуги с азиатской континентальной окраиной. О том же говорит совпадение главной фазы орогении на Тайване со временем формирования офиолиткластовой олистодромы Берегового хребта, пояс которой непосредственно примыкает к коллизонному шву (см. рис. 5).

Исследование офиолитовых галек из линз конгломератов в "меланже" Личи и содержащихся в нем крупных олистолитов [Liou et al., 1977] показывает, что те и другие образования относятся к единому слабометаморфизованному разрезу среднемиоценового возраста. Следовательно, они не могут быть связаны происхождением с метаофиолитами пояса Джули.

Стратиграфический анализ и структурное картирование крупных олистолитов позволили восстановить характер родоначального офиолитового разреза, разрушенного в момент формирования "меланжа" Личи. Очевидно, в нижней его части находился брекчированный плутонический комплекс, включавший кумулятивные гарц-

бургиты, разнообразные типы габбро, диабазы и плагиограниты вместе с мантийными тектонитами гарцбургитового, реже лерцолитового состава. Этот комплекс перекрывался толщей переслаивающихся пиллоу-базальтов и красных глубоководных глин с микрофауной среднего миоцена. По геохимическим данным пиллоу-базальты и диабазовые дайки, секущие нижний комплекс плутонических пород, относятся к классу низкокальциевых абиссальных толеитов [Jahn, 1986]. Следовательно, формирование исходного офиолитового разреза происходило в условиях глубоководного бассейна с корой океанического типа.

Учитывая признаки вулканической активности палеодуги Тайвань–Лусон в среднем миоцене и ничтожную примесь вулканокластики в осадках офиолитовой ассоциации, надо полагать, что в это время бассейн был достаточно обширен. Однако он должен был резко сократиться по площади за временной интервал позднего миоцена, раз в верхах формации Такангоу уже появляется материал с азиатской окраины. Принято считать, что данный бассейн был частью Южно-Китайского моря [Ho, 1986]. В то же время раскрытие впадины последнего ограничено интервалом поздний олигоцен–ранний миоцен [Taylor, Hayes, 1983], и по ориентировке системы магнитных аномалий невозможно предполагать, что северная ее область имела более молодую кору. Значит, в среднем миоцене между азиатской окраиной в районе Тайваня и северолусонской островной дугой существовал самостоятельный краевой бассейн с корой океанического типа. Интересно, что до сих пор западнее о-вов Ланской и Батан располагается депрессия с глубиной до 5000 м. На морфоструктурных схемах [Ho, 1986] ее обычно рассматривают как самую северную часть Манильского желоба. Однако от него депрессия отделена структурой подводного хребта, соединяющего южную оконечность Тайваня с Центральной Кордильерой на северо-западе Лусона, и не исключено, что это реликт того самого бассейна, где формировался разрез офиолитов Берегового хребта.

К концу позднего миоцена площадь бассейна должна была сильно сократиться. Аккреционный комплекс офиолитовых чешуй оказался частично выведенным выше уровня моря. Затем в плиоцен-плейстоценовое время в осадки на дне коллизийного трога одновременно стали поступать с востока грубые продукты размыва и обрушения комплексов пород фронтальной зоны дуги, а с запада — окатанный материал метаморфических и осадочных толщ континентальной окраины. Наконец, в момент окончательной коллизии возникла та серия тектонических, с внутренней складчатостью покровов, которая наблюдается в современной структуре Тайваня.

Четвертичный вулканизм проявился на самом севере Тайваня (вулкан Датуншань) и еще севернее в Восточно-Китайском море на островах группы Тяютай. В последней области его связывают с наложением южного окончания дуги Рюкю на более древние (минимум мезозойские) структурные комплексы континентальной окраины. Здесь, кроме пород известково-щелочной серии, достаточно широко распространены извержения щелочных лав (шошонитов и абсорактов).

Другая область молодого вулканизма находится западнее, в Тайваньском проливе, где располагаются острова архипелага Пэнху, сложенные щелочными базальтами. Обе области подстилаются мощной континентальной корой, но петрологические и геохимические исследования вулканических пород указывают на генезис родоначальных магм в ультраосновном веществе мантии [Chen, 1983].

Четвертичная вулканическая активность северолусонской дуги отмечается в пределах архипелагов Батан и Бабуян. Продолжением этой зоны на юг является западный вулканический пояс Филиппин, проходящий через Лусон и острова моря Висаян к п-ову Замбоанга (о-в Минданао), от которого на юго-запад к о-ву Калимантан протягивается дуга Сулу. Восточный или внешний вулканический пояс Филиппин начинается на п-ове Биколь (юго-восточная часть Лусона) и через о-в Лейте выходит в центральные районы о-ва Минданао, продолжаясь далее на юг дугою Сангихе. Таким обра-

зом, специфику данного сектора в западном обрамлении Филиппинского моря составляет одновременное развитие двух субпараллельных зон вулканизма, не разделенных, как обычно, краевым океаническим бассейном, а наложившихся на сложную, длительно развивавшуюся структуру складчатого пояса.

Общая геологическая структура Филиппин рассматривается как результат сложных процессов тектонической аккреции блоков океанической и субокеанической коры у края палеозойской континентальной окраины [Hamilton, 1979]. Фрагменты окраины прослеживаются по выходам сильно деформированных метаморфических пород фундамента Филиппинской дуги, которые рассредоточены по островам северо-восточного обрамления моря Сулу. В составе пород основания присутствуют кремнистые, флишоидные и вулканогенные образования, полностью рассланцованные и метаморфизованные в условиях амфиболитовой–зеленосланцевой фаций метаморфизма. Они содержат небольшие тела метаофиолитов, а на о-вах Миндоро и Рамбло – кристаллические мраморы и мраморизованные известняки с каменноугольными и пермскими окаменелостями. В ряде мест отмечены прорывающие эти образования небольшие массивы позднепалеозойских гранитов. На о-ве Миндоро комплекс палеозойских пород перекрыт конгломератами триаса, и как полагают, здесь, как и на Калимантане, ядро фундамента консолидировалось в процессе складкообразования и внедрения интрузий в раннем триасе.

Остальная часть Филиппинского архипелага, видимо, развивалась на меланократовом, энсиматическом основании, о чем свидетельствует чрезвычайно широкая распространенность офиолитовых массивов в его пределах. Вдоль восточной границы архипелага, начиная от восточных склонов хребта Сьерра Мадре на Лусоне через о-ва Полило, Камаринес и Самар к северному и центральному Минданао, протягивается настоящий пояс многочисленных аллохтонных массивов, в составе которых присутствуют все характеристические типы пород офиолитовой ассоциации. Они образуют тектонические покровы или пластины со сложной внутренней структурой. Вмещение массивов в общую структуру пояса происходило по надвигам субмеридиональных и северо-восточных простирий, соответственно падающих на запад или северо-запад. Метаморфизм пород не превышает условий зеленосланцевой фации. Возраст формирования родоначальных офиолитовых разрезов в целом для пояса оценивается как позднемезозойский (до позднего мела включительно), хотя точная датировка осадочных пород в составе разрезов проведена далеко не всюду.

Возрастной диапазон отложений, перекрывающих дислоцированные офиолитовые комплексы восточного пояса, – от позднего мела до среднего олигоцена. Наличие среди них толщ кластических (граувакково-сланцевых) фаций в сочетании со спилитизированными вулканитами рассматривается как свидетельство осадконакопления в условиях эмбриональной островной дуги, главная часть которой до конца позднего мела находилась под водой. В раннетретичное время в ее пределах возникли условия архипелага, обусловившие появление конгломератов и брекчий, а с низов олигоцена фиксируется развитие андезитовых и дацитовых вулканов [Hashimoto, 1981; Hamilton, 1979].

На западе Лусона (хребет Замбале) расположен один из самых крупных и наиболее изученных офиолитовых массивов Филиппин. Этот хребет отделен от двух других горных гряд крупнейшего острова архипелага Центральной долиной, заполненной почти 10-километровой толщей третичных отложений [Schweller et al., 1983]. В пределах Центральной кордильеры Лусона широко развиты интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов, прорывающие палеогеновые известково-щелочные вулканиты и вулканогенно-осадочные породы. На этом основании ее рассматривают как фрагмент развитой островной дуги с главной фазой орогенеза в конце олигоцена. В восточном хребте Сьерра Мадре аналогичный комплекс островодужных образований развит на позднемеловом меланократовом основании, к которому первоначально

относили и офиолиты хребта Замбале. Однако позднее [Hawkins, Evans, 1983; Schweller et al., 1983] было выяснено, что здесь в едином массиве совмещены два крупных, наклонных блока офиолитов: с разным петрографическим составом слагающих ультрабазит-базитовых комплексов. Дж. Хоукинс с соавторами отмечают ряд признаков, согласно которым совмещение произошло в результате процессов надвигообразования, развивавшихся в западном или северо-западном направлениях.

В современной структуре базальные ультрабазиты северного блока Акойе надвинуты на миоценовые конгломераты и песчано-сланцевые толщи западного побережья Лусона. В эффузивном комплексе блока есть бонинитовые лавы и дайки, заставляющие относить его к островодужному тектонотипу. По границе пологого надвига габброиды блока Акойе перекрыты ультрабазитами блока Кото, в составе которого никаких признаков присутствия пород островодужной ассоциации уже нет. Комплекс его пиллоу-лав сложен абиссальными толеитами и имеет нормальный стратиграфический контакт с верхнеэоценовыми, глинистыми известняками формации Акистеро, для которых предполагаются пелагические условия осадконакопления [Schweller et al., 1983]. В верхней части разреза этой формации мергелистые известняки начинают переслаиваться с горизонтами турбидитов, содержащими офиолитокластовый и вулканогенный материал, источник которого, как полагают, приблизился с востока. Породы формации Акистеро со стратиграфическим перерывом порядка нескольких миллионов лет перекрыты нижнемиоценовой формацией Морин, турбидитные отложения которой содержат рассеянные гальки и плохо сортированные конгломераты офиолитокластового происхождения.

Позднеэоценовый возраст осадков, связанных с лавовым комплексом офиолитов Замбале, не позволяет объединять последние с позднемезозойскими офиолитами восточной провинции Филиппин. Океаническая кора Южно-Китайского моря тоже вряд ли служила их источником, поскольку начало ее формирования относят к низам олигоцена [Taylor, Hayes, 1983], а сами блоки офиолитов, как полагают, перемещались с востока на запад, т.е. в сторону моря, а не наоборот.

На простирации массива Замбале к югу расположены офиолитовые массивы о-вов Миндоро и Панай, а самой южной областью их распространения является западный Минданао. Геология этих массивов известна лишь в самых общих чертах и интерпретируется главным образом на основании общеструктурных соображений. Известно, что породы массивов Миндоро и Паная весьма интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Это вместе с единичными определениями абсолютного возраста амфиболитов по габброидам (100–140 млн лет) позволяет выделить их в раннемезозойский пояс, который через Палаван тянется к офиолитам Сабаха на Калимантане, поворачивая затем к южному окончанию архипелага Сулу [Hamilton, 1979]. Небольшие офиолитовые массивы западного Минданао, видимо, уже не принадлежат к этому поясу. Они значительно менее метаморфизованы, но вопросы о возрасте их формирования, о внутренней структуре, петрологии и геохимии продолжают оставаться нерешенными. Обычно их относят к тому же комплексу основания, что и массивы восточного пояса, однако данные об эоценовом возрасте офиолитов на о-вах Талауд к югу от Минданао [Evans et al., 1982] говорят о неоднозначности такого вывода.

В последних обобщениях по тектонике Филиппин выделяют несколько наиболее важных стадий эволюции этой структурной области. Началом, судя по всему, следует считать этап деструкции одной из зон палеозойской континентальной окраины Азии, реликтовые блоки которой обнаруживаются в составе метаморфического основания архипелага. По мнению В.Е. Хаина, процессы деструкции накладывались на окраину андийского типа в ранней юре. К концу позднего мела в данном регионе возникают как минимум две системы островных дуг: западная – с реликтовыми блоками древней коры в основании и восточная – с новообразованным меланократовым фундаментом. Конфигурацию разделявших их краевых океанических бассейнов (или бас-

сейна) восстановить, к сожалению, невозможно. Вероятно, она была такой же сложной, как и в современных окраинных морях. Главная стадия закрытия позднемезойских интрадуговых котловин и коллизионной аккреции сегментов островных дуг в единый складчатый пояс началась, как полагают, в палеогене, а миоценовое время явилось тем рубежом, начиная с которого окончательно оформились основные черты структурной области Филиппин, сохранившиеся до настоящего времени. Как можно было видеть из предыдущего, этот рубеж имел точно такое же значение и в более северных сегментах западного обрамления Филиппинского моря. Это заключение приложимо и к основным структурным областям самого моря, включая и его восточное обрамление, где в постмиоценовое время только сегмент Марианской дуги испытал заметную перестройку, выразившуюся в развитии Марианского трога. Специфической современной структуры Филиппин являются две сейсмофокальные зоны, падающие навстречу друг другу и определяющие развитие двух поясов вулканической активности [Divis, 1980]. Южнее Минданао, в Молукском море, тоже существуют два субпараллельных пояса вулканов. Западный, на дуге Сангихе, считается продолжением восточной цепи вулканов на Филиппинах [Hamilton, 1979], но связан он уже не с восточнофилиппинской, а с самостоятельной сейсмофокальной зоной, падающей, как и первая, на запад. На востоке моря другая зона эпицентров землетрясений имеет падение на восток под дугу Хальмахейра. В южной части Молукского моря сейсмопрофилированием установлено хаотическое нагромождение низкоскоростных, сильно деформированных образований [Moore, Silver, 1983]. Этот комплекс надвинут на подводные основания обеих дуг, вследствие чего морфологически выраженные желоба отсутствуют. Согласно сейсмоакустическим корреляциям о-ва Тифорэ и Майю в осевой зоне моря являются субазральными обнажениями пород данного комплекса и, по результатам наблюдений, сложены офиолитовым меланжем.

Ситуация, наблюдаемая в Молукском море, интерпретируется как предколлизионное сближение дуг Хальмахейра и Сангихе, вызвавшее хаотическую дислокацию и резкое разуплотнение пород океанской коры и верхних горизонтов мантии разделявшего их бассейна. На о-вах Талауд в северной части моря меланж с блоками офиолитовых пород эоценового возраста, тектонически контактирующий с комплексом андезитовых лав, перекрыт морскими осадочными отложениями среднего миоцена-плиоцена, а завершают разрез коралловые известняки плейстоцена [Evans et al., 1982]. Эта группа островов и тянувшийся от них к п-ову Пуяда (Минданао) подводный хребет рассматриваются либо как уже консолидированная магматизмом и взброшенная часть коллизионного комплекса Молукского моря, либо как южное окончание Восточно-Филиппинской дуги. Последнее более вероятно, поскольку на этом полуострове известны линзы тектонизированных офиолитов, представляющие реликты покрова, надвинутого на комплекс хлорит-актинолитовых сланцев, и вместе с ними перекрытые конгломератами среднего миоцена с гальками подстилающих пород [Hawkins, Evans, 1983]. Таким образом, стадии коллизии и тектонического приращения офиолитов в структуру восточного Минданао, как и на о-вах Талауд, завершились к среднему миоцену, а южнее в Молукском море эти процессы все еще находятся в развитии.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Литосферная плита Филиппинского моря по всему периметру оконтурена крупными зонами нарушений сплошности литосферы, в которых концентрируются эпицентры землетрясений с глубинами до 680 км вдоль восточной и до 450 км вдоль западной ее границ. Одновременно это пояса интенсивной вулканической деятельности, резко контрастных форм рельефа и максимальных возмущений гравитационного и теплового полей. При этом внутренние области плиты отличаются режимом тектонического и вулканического покоя.

2. Основную часть площади дна моря занимают три абиссальные котловины, представляющие собой изолированные друг от друга области с корой океанического типа. Данные по структуре и стратиграфии осадочного чехла, датировка систем линейных магнитных аномалий, морфоструктурные особенности акустического фундамента и ряд других наблюдений исключают вероятность былой принадлежности котловин к ложу Тихого океана. По всем критериям они формировались в результате заложения, развития и отмирания локализованных в пространстве тыловых и интрадуговых зон спрединга, проявлявших активность в отдельные периоды кайнозойской геологической истории региона. Возраст коры в котловинах в связи с этим неодинаков: древнее – на западе около азиатской окраины, и моложе – на востоке.

3. Тектонические поднтия, разделяющие и обрамляющие котловины Филиппинского моря, образуют взаимосвязанную с ними в развитии систему островных дуг. Из рассмотренных в главе данных очевидно, что геологическая эволюция сегментов островных дуг, возникших в раннем–среднем олигоцене как обрамление наиболее древней эоценовой котловины моря, в последующем оказалась различной. Решающими событиями в истории их западной цепи стали фазы коллизии со структурами континентальной окраины Азии в районе Тайваня и с сегментами другой системы дуг, составивших окружение Южно-Китайского моря и морей Сулу и Сулавеси. Эволюция восточной цепи определялась рифтогенно-спрединговым разобщением на тыловые и фронтальные сегменты. Реликты тыловых фрагментов сохранились в виде остаточных дуг (хребты Кюсю–Палау и Западно-Марианский), смещавшиеся на восток фронтальные – образovali цепь активных дуг вдоль внешних границ моря.

4. Специфику эндогенной магматической деятельности в истории структур Филиппинского моря составляют четкая периодичность ее проявления и резкие различия петрогенетических особенностей магматических формаций в зависимости от их структурной принадлежности. На всех этапах интрадугового спрединга и формирования океанической коры котловин доминировали глубоководные трещинные извержения примитивных толеитовых магм, связанных происхождением, как будет показано далее, с деплетированным веществом верхней мантии. Совершенно иной характер носила магматическая деятельность на островных дугах, где типичны извержения иных и весьма различных по составам магм не только на разных, но и на одной, например, современной стадии развития структур.

5. К числу весьма интересных и важных итогов геологических исследований в Филиппинском море относятся данные о позднемиоценовом и даже третичном возрасте большинства офиолитовых ассоциаций, выделяемых в комплексах оснований островных дуг региона. По возрастным и некоторым другим критериям они не могут быть связаны происхождением со структурами дна Тихого океана, области которого восточнее моря, по данным бурения, формировались в средней–поздней юре. Поэтому, во-первых, в фундаменте современной системы дуг региона, видимо, сохранились и служат составными его частями реликты структур переходной зоны от океана к азиатской окраине, существовавшей здесь до начала кайнозойского этапа структурообразования; во-вторых – некоторые области с океанской корой, возникавшие за время кайнозойской истории региона, затем претерпели тектоническую деструкцию. Эти выводы существенно видоизменяют прежние представления о вещущей роли процессов тектонического скучивания коры собственно океанических пространств в развитии меланократового фундамента островных дуг.

6. На основании рассмотренных в главе данных в качестве главных особенностей геологической эволюции Филиппинского моря в кайнозое можно выделить общее разрастание площади его дна, поэтапное усложнение внутреннего структурного плана, относительное смещение в пространстве зон развития магматической деятельности и перестройку тектонического стиля западных границ. Многие из этих особенностей, как будет видно из дальнейшего, повторяются и в геологической истории других окраинных морей. Объяснить и согласовать их между собой, не прибегая к мобилистическим построениям, не представляется возможным.

ГЛАВА ВТОРАЯ
ТЕКТОГЕНЕЗ В ОКРАИННЫХ МОРЯХ

СИСТЕМЫ СТРУКТУР В ОКРАИННЫХ МОРЯХ

Выделяя в земной коре крупномасштабные структурные области того или иного типа, например платформы, складчатые пояса, срединно-океанические хребты и т.п., мы прекрасно отдаем себе отчет в том, что внутри конкретной категории, скажем, среди платформ, каждая по-своему уникальна и не повторяет в точности другую. Вместе с тем для тех же платформ можно указать целый ряд общих и первостепенных по важности закономерностей строения, определяющих геологический смысл данного понятия.

По отношению к окраинным морям этот принцип выдерживается далеко не во всех публикациях. Довольно часто к ним относят любые сложнопостроенные области дна тех акваторий, которые заключены между береговой линией континентов и цепями островных дуг, или же ограничивают этим термином принадлежащие им участки с корой океанического типа. Если последний вариант в определенном смысле оправдан, то первый, по сути дела, сугубо физиографичен и приводит к объединению под одним понятием весьма разнородных областей земной коры. К примеру, наиболее значительная часть дна Охотского моря занята Охотской платформой [Гнибиденко, 1979], которая, находясь под водой, явно не утратила ни признаков континентального строения, ни структурных взаимосвязей с прилегающими зонами Азиатского материка и Камчатки. Амплитуда опускания платформенной области на уровень морского дна при этом не выше глубин нормального, лишь местами переуглубленного шельфа.

Аналогичные ситуации прослеживаются в северо-восточной половине Берингова моря, в районе шельфовых морей Индокитая или в Арафурском море. От океана подобные области дна краевых морей отделяются складчатыми горными сооружениями с современной вулканической активностью и глубоководными желобами на их внешней стороне. В целом это сочетания структурно-тектонических зон, характерные для активных материковых окраин Андийского типа. Главное различие состоит лишь в том, что одни тыловые зоны расположены выше, а другие – ниже уровня океана. К тому же давно и хорошо известен в геологии смысл термина "шельфовые моря", и включение его составной частью в понятие окраинного моря трудно оправдать.

Свои сложности возникают, когда смысл обсуждаемого понятия ограничивается только областями краевых абиссальных котловин с океанской корой. Как будет видно из дальнейшего, они и пространственно и геологически тесно связаны в своем развитии с эволюцией островных дуг и прилегающих к ним глубоководных желобов, образуя вместе с ними характерные системы или взаимосвязанные ансамбли структур. Такие триады: желоб–островная дуга–краевой океанический бассейн, действительно устанавливаются в своем типичном или усложненном виде в пределах любого из существующих сейчас окраинного моря. Одним из первых это четко подчеркнул Дж. Умбгров, который писал: "Островные дуги обладают рядом значительных особенностей. Они являются отчетливыми поясами активного вулканизма. В непосредственной близости от них можно проследить зоны сильной сейсмической деятельности. По их внешнему краю расположены глубоководные узкие впадины. С их вогнутой стороны появляются глубокие бассейны. Они сопровождаются поясами крупных нарушений изостатического равновесия. Глубокофокусные землетрясения связаны с этими зонами" [Умбгров, 1952. С. 6].

Из цитаты видно, что в то время в качестве приоритетных структурных элементов

окраинных морей Дж. Умбгров рассматривал доступные для наземных наблюдений островные дуги. Взгляд вполне понятный, если учесть существовавшую тогда степень изученности и желобов, и тыловых бассейнов. Длительное время аналогичные воззрения развивались и в отечественной геологической литературе. Примером тому может служить высказывание М.С. Маркова в хорошо известной его монографии о том, что "в понятие островная дуга также следует включать сопровождающие зону поднятия глубоководные желоба и котловины окраинных морей" [Марков, 1975. С. 3].

Итак, тесная взаимосвязь структурных элементов в системе желоб–островная дуга–тыловой бассейн признана давно и не требует особых доказательств. Главная проблема в том, чтобы определить, как соподчинены эти элементы и какая совокупность геодинамических процессов управляет развитием каждого из них и системы в целом.

Типичным, а точнее чаще всего наблюдаемым случаем является положение островной дуги между желобом – с океанической стороны и абиссальной котловиной – с тыловой, обращенной к материку области, хотя в окраинных морях Юго-Восточной Азии и Австрало-Меланезийского региона данная последовательность структурных элементов нередко нарушается.

В зарубежных публикациях область между фронтальной цепью вулканов и осью желоба принято выделять как передовую зону дуги (*fore-arc region*), чему в отечественной литературе соответствует термин невулканическая дуга. По морфологии и особенностям рельефа поверхности акустического фундамента эта зона разделяется на передовой осадочный бассейн, внешнее структурное поднятие и приостровной склон желоба. В отличие от внешнего склона с океаническим типом коры глубинное строение передовой зоны дуги трудно поддается дешифровке геофизическими методами исследований. Здесь на сейсмических разрезах появляются несистематические отрывочные рефлекторы, которые трудно интерпретировать иначе как признаки интенсивных тектонических дислокаций и вещественной неоднородности пород фундамента (рис. 6). От этой зоны и далее в глубь дуги раздел Мохоровичича теряет свою привычную четкость, а диапазон граничных скоростей сейсмических волн у его поверхности становится весьма широким. Например, для системы восточных островных дуг Филиппинского моря он составляет 7,9–8,4 км/с для продольных волн [Хейс, 1984].

При всех отмеченных неопределенностях признанной закономерностью строения коры островных дуг является постепенное увеличение ее суммарной мощности в направлении от основания островного склона к вулканическому поясу и затем несколько более резкое выклинивание в зоне сочленения с океанической корой тылового бассейна.

Глубинная область между подошвой коры островной дуги и верхней поверхностью сейсмофокальной плоскости известна в литературе под названием мантийного клина (см. рис. 6). Определенных выводов о внутренней структуре клина и характере его сочленения с горизонтами мантии под тыловой абиссальной котловиной пока нет. Существоющие геофизические модели меняются от вариантов, предполагающих развитие вторичных конвекционных ячеек над субдуцируемым краем океанской литосферы, до представлений о расслоенном строении литосферы под островной дугой не только в коре, но и ниже раздела Мохоровичича [Злобин, 1987]. Вместе с тем для всех моделей характерна общая тенденция поиска взаимосвязей между процессами тектономагматической эволюции коры разных структурных областей окраинного моря и теми явлениями, которые могут происходить в пределах или в связи с сейсмофокальными зонами. В большинстве регионов непосредственно под островными дугами землетрясения концентрируются не только вдоль одной главной зоны. Кроме нее часто выделяются субгоризонтальные кластеры мелкофокусных землетрясений, охватывающих низы коры островной дуги и лежащие у ее подошвы горизонты мантии.

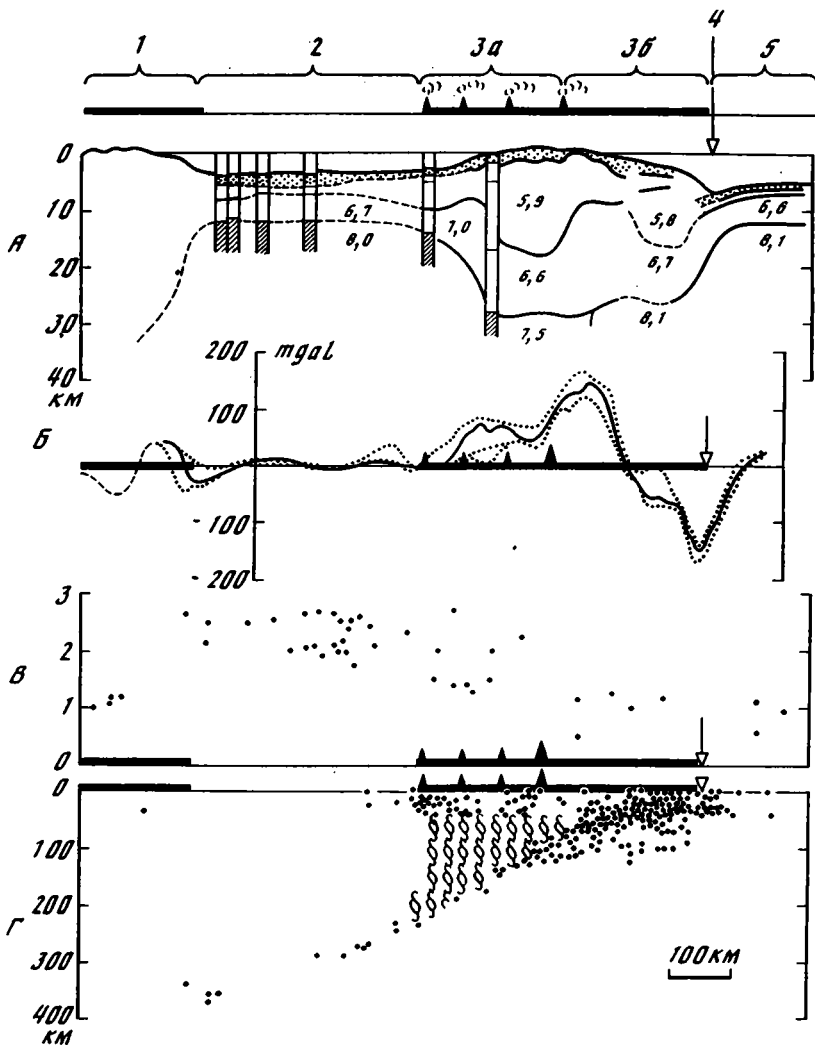


Рис. 6. Принципы районирования, характер геофизических полей и основные черты глубинного строения системы структур окраинного моря (в качестве основы использованы сводные данные для Северо-Восточной Японии [Yoshii, 1979])

А — сейсмический разрез коры с тектоническими зонами: 1 — окраины континента, 2 — краевой океанический бассейн, 3 — островная дуга (а — вулканический пояс, б — фронтальная зона), 4 — желоб, 5 — океаническая плита. Колонками на разрез обозначены места глубинного сейсмического зондирования, цифрами — скорости продольных волн, км/с; Б — гравитационные аномалии в свободном воздухе, мГл; В — тепловой поток, усл. ед. (1 ЕТП = 41,87 мВт·м); Г — кластеры эпицентров землетрясений за период 1964—1973 гг., между которыми расположена область поддугового мантийного клина

Они не распространяются в тыл дуги далее ее вулканического пояса и соединяются с главной зоной, подходя к желобу (см. рис. 6).

Пояс активного вулканизма обычно занимает пограничную зону, отделяющую фронтальную область дуги и желоб от тыловой абиссальной котловины с океаническим типом разреза коры. Признаки мелкофокусной сейсмичности в тыловых котловинах — исключительно редкое явление, но корни наклонных сейсмофокальных зон

простираются и в их пределы. Вулканический пояс как бы разделяет области не только с разным типом коры, но и с разной геодинамикой верхних слоев литосферы. Это подчеркивается и разным характером теплового потока из недр: минимального – в полосе желоба, постоянно низкого – в передовой зоне дуги, аномально высокого – в пределах вулканического пояса и резко контрастного – в тыловой абиссальной котловине [Watanabe et al., 1977].

В плане зоны вулканизма островных дуг меняются от линейных цепей вулканов до настоящих поясов, достигающих 250 км по ширине. Первые характерны для островных дуг с утоненной субокеанической корой (Марианская, Тонга и т.п.), вторые – для структур с более мощной корой и субконтинентальным типом ее разреза (Япония и др.). Фронтальные цепи вулканов характеризуются максимальной активностью и систематически располагаются субпараллельно осевой линии желоба. Высота стояния фронтальных вулканов над сейсмофокальной плоскостью варьирует от 80 до 150 км и лишь в очень редких случаях достигает величин порядка 200 км. Среднемировая величина этого параметра составляет 124 ± 38 км [Gill, 1981]. Для тыловых вулканов наиболее широких поясов она может достигать вдвое больших значений.

Существует ряд независимых друг от друга наблюдений, указывающих на то, что в недрах вулканических поясов на разных уровнях глубины существуют магматические камеры. Так, под некоторыми вулканами Камчатки, Аляски, Алеутских островов и Японии сейсмологическими методами установлены зоны затухания сейсмических волн диаметром 10–30 км, локализованные в интервале глубин 10–80 км [Фарберов, 1974; Machado, 1974]. Эти области интерпретируются как места аккумуляции магматического материала, причем допускается, что самые нижние из них могут достигать поверхности сейсмофокальной зоны. Сериальный характер извергаемых вулканами пород, состав которых меняется от базальтов до дацитов и риолитов, наилучшим образом объясняется процессами кристаллизационной дифференциации магм в магматических камерах и является веским критерием в пользу их существования. О малоглубинных скоплениях магмы под вулканами свидетельствуют также наличие плутонических тел под глубокоэродированными постройками, характер деформации земной поверхности в окружении вулканических центров и результаты анализа вулканических землетрясений [Machado, 1974].

Эти наблюдения заставляют считать толщину коры и мантии под вулканическим поясом островной дуги областью миграции и периодического скопления магматических расплавов, возможно начинающих свой путь от сейсмофокальной зоны. На последнее обстоятельство указывают результаты наблюдений за вертикальной миграцией эпицентров землетрясений, наиболее ранние из которых возникают у сейсмофокальной зоны и затем поднимаются к поверхности со скоростью 0,5–1,8 км/день [Blot, 1976]. Аналогичные явления отмечались ранее для Гаваев, где извержению вулкана Килауэа в 1959 г. предшествовали вулканические землетрясения, источники которых последовательно смещались с глубины 60 км к поверхности со средней скоростью 1 км/день и к моменту выхода на нее завершили излиянием лавы [Eaton, 1962]. Интересно, что наблюдаемые скорости миграции эпицентров (10^{-2} м/с) соответствуют расчетным скоростям подъема магмы, способной выносить на поверхность достаточно крупные (7–10 см в диаметре) ксенолиты мантийных или коровых пород (не менее $10^{-1} - 10^{-3}$ м/с; [Gill, 1981]).

Зона сочленения островной дуги с тыловой абиссальной котловиной в тектоническом отношении пассивна. Ее перекрывают шлейфы связанных с дугой вулканокластических отложений, которые, выклиниваясь, фациально переходят в пелагические осадки удаленных от дуги областей дна. Продукты вулканизма играют большую роль в седиментогенезе на самих дугах, где порой образуются вулканогенно-осадочные формации с мощностями в несколько километров.

К числу простейших принято относить случаи, когда внутренней границей тыловой

котловины служит пассивная зона сочленения с окраиной континента, но это не единственно возможный вариант. В целом, тектоническая организация структур окраинного моря явно не может быть сведена к единому канону. Вся история тектогенеза определяется здесь комплексным характером и противоречивой природой процессов, сочетающих дивергентные и конвергентные движения в тектоносфере, в результате чего появление и развитие одних структурных элементов осуществляется за счет деструкции и исчезновения других.

СПРЕДИНГ В ТЫЛУ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Представления о формировании абиссальных котловин окраинных морей в результате процессов спрединга в тылу островных дуг возникли в самом начале 70-х годов [Karig, 1971] и базировались на данных глубоководного бурения. В дополнение к известным тогда выводам об океаническом типе коры в котловинах бурение показало, что при том же составе их базальтовый фундамент явно моложе, чем на близлежащих участках ложа океанов. На сегодняшний день такое соотношение возрастов фундамента доказано для всех абиссальных котловин, выделяемых в Австрало-Меланезийском регионе, в морях Скоша, Филиппинском и Карибском, а также для Командорской котловины Берингова моря. По результатам интерпретации возраста магнитных аномалий, закартированных в абиссальных впадинах морей Андоманского, Южно-Китайского, Сулу и Сулавеси, они также являются кайнозойскими структурами [Хейс, 1984].

Таким образом, в подавляющем числе абиссальных котловин кора океанического типа формировалась изолированно от ложа океана. Исключением из этого правила считают лишь Алеутскую котловину Берингова моря и глубоководные впадины Охотского и Японского морей.

Линейные магнитные аномалии в Алеутской котловине интерпретируются как нижнемеловые [Cooper et al., 1976], тогда как прилегающая к Алеутскому желобу область Тихоокеанской плиты имеет палеогеновый возраст. Однако Н.А. Богданов и Ю.П. Непрочнов [1984] на основе региональных геологических данных предположили, что возраст фундамента Алеутской котловины не древнее середины мела. Неоднозначно трактуется и время образования фундамента в Южно-Охотской впадине или в котловинах Японского моря. Окончательно решить эту проблему позволяют только данные бурения, которое, к сожалению, в Алеутской и Южно-Охотской впадинах не проводилось, а в пределах Японского моря по техническим причинам было остановлено в толще пород осадочного чехла. Отсутствие строгих данных о возрасте и составе пород фундамента обсуждаемых котловин породило самые разные представления об их природе. Ряд исследователей считает модель тылового спрединга применимой и к данным регионам. Другие сторонники мобилистских воззрений в геологии полагают, что они, в частности Алеутская впадина, представляют собой области океанского ложа, отделившиеся от него в результате развития конвергентных границ и формирования сопряженных с ними систем желоб-островная дуга [Богданов, 1988]. В третьей группе гипотез отстаивается геосинклиальная природа тыловых впадин за Курильской и Японской дугами, закладывавшихся либо на более древней океанической, либо на материковой коре. Не вдаваясь в проблему сравнительной оценки существующих точек зрения, отметим только, что принцип униформизма, входящий в основы основ геологической науки, требует остановиться на какой-то одной из них. В противном случае придется согласиться с тем, что даже в короткие интервалы геологического времени одинаковые в принципиальных чертах строения области океанической коры могут формироваться самым различным образом. Вряд ли на таком пути можно будет продвинуться дальше региональных геологических описаний не только океанических, но, по законам логики, и континентальных структур земной коры.

Представление о формировании океанической коры в тылу островных дуг путем развития локальных зон спрединга принадлежит сейчас к числу наиболее обоснованных геологическими наблюдениями. Если и возможны здесь исключения, то они, видимо, не могут идти дальше гипотез отторжения отдельных периферических участков ложа океана энсиматическими дугами, хотя и в этом случае некоторые проблемы остаются. Теоретически при таком варианте возраст фундамента дуги должен отвечать возрасту отторгнутой области океанского дна, а соответствия такого рода пока не найдены.

К числу непосредственных наблюдений, говорящих в пользу развития процессов спрединга в тылу островных дуг, относятся:

- отмеченная в начале раздела "юность" коры котловин по сравнению с возрастом лежащих впереди дуги участков океанского дна;
- наличие систем линейных магнитных аномалий, относимых к неизбежному следствию спрединговых явлений;
- симметричное расположение одновозрастных аномалий относительно приосевых линейных зон котловин с контрастным рельефом дна;
- увеличение возраста аномалий в обе стороны от осевой зоны, подтверждаемое палеонтологическими и радиометрическими определениями времени формирования отдельных областей фундамента;
- отсутствие складчатых деформаций в осадочном чехле котловин, мощности которого направленно возрастают от осевых зон к периферии;
- петрологическое и геохимическое сходство базальтов второго слоя коры котловин с низкокальциевыми абиссальными толеитами океанического дна, которое подробно анализируется в гл. 3.

Эти закономерности наблюдаются систематически и в совокупности исключают какую-либо иную интерпретацию. Следует, однако, заметить, что в ряде случаев магнитные аномалии в краевоморских впадинах имеют низкие амплитуды и плохо выраженную линейность. Области дна с аналогичными характеристиками магнитного поля существуют и в океанах. Часто они находятся в небольшом удалении от магнитного экватора, что с точки зрения физики, действительно, может приводить к снижению четкости аномалий. Другое объяснение находят в концепции рассеянного или диффузного спрединга, при котором извержение магм происходит не в единой линейной зоне, а сквозь серию зон, ограниченных по протяженности и образующих совместно некоторую область непостоянных очертаний.

Описательная сторона механизма спрединга, действующего в океанах или в тылу островных дуг, понимается сейчас достаточно единообразно как неразрывное сочетание процессов раздвижения коровых или литосферных блоков разной размерности с заполнением возникающих зияний глубинным веществом, в первую очередь магматическим. Повторение этих событий на том или ином отрезке времени в итоге формирует область океанической коры, краевые зоны которой древнее осевых или центральных. Непонятными и дискуссионными в концепции остаются причины, приводящие механизм сначала в действие, а затем к остановке, а также конечная судьба тех масс вещества, которые прежде занимали место новообразованной коры. Эти проблемы особенно актуальны в приложении к зонам спрединга в тылу основных дуг, где периодичность явлений четко доказана геологически (например, в Филиппинском море, см. гл. 1) и где геологическое пространство отчетливо ограничено. Без анализа закономерностей тектонической эволюции других структурных зон в окраинных морях и тех данных о состоянии и составе недр, которые дает не только геофизика, но и петролого-геохимический анализ магматизма, решить эти проблемы просто невозможно.

Представление о глубоководных желобах как о морфоструктурах, возникающих в результате конвергентных, т.е. встречных тектонических движений литосферных плит, можно считать, несомненно, доминирующим. Являясь необходимым дополнением спрединговой модели формирования океанической коры, такой взгляд наилучшим образом согласуется и с конкретными данными по геологии желобов. Особенно определенно его подтверждают закономерности строения осадочного чехла в депрессиях и совершенно различный стиль деформаций фундамента по разные стороны от их осевой линии.

Первое, что необходимо подчеркнуть, это стабильно малые мощности осадков на дне абсолютного большинства желобов и явную несогласованность в стратиграфии осадочных разрезов внешнего, океанического и внутреннего, приостровного (или приконтинентального) склонов структур. Для желобов Филиппинского моря это иллюстрируют факты, подробно рассмотренные в первой главе. Другими районами, где асимметрия строения осадочных разрезов доказана и бурением и сейсмопрофилированием являются Японский и Центрально-Американский желоба [Klein, Kobayashi et al., 1980; Aubouin, von Huene et al., 1982; Moore, Watkins et al., 1981]. Нет никаких фактов и оснований думать, что в других желобах ситуация может быть существенно иной. Скорее ее следует считать закономерной для всех структур данного типа, поскольку она косвенно подтверждается результатами сейсмопрофилирования во многих регионах [von Huene, 1984], выводом об удивительной стабильности морфологических особенностей желобов [Hayes, Ewing, 1970] и очевидными фактами взаимных переходов одного желоба в другой.

Прогресс в геофизических методах исследований дал возможность установить за последние годы, что в Японском, Курильском, Алеутском, Центрально-Американском и Перу-Чилийском желобах наблюдается сейсмическая граница раздела, которая соответствует кровле фундамента океанского склона и следует на десятки километров по другую сторону от оси депрессии, уходя под интенсивно деформированные толщи пород островного склона [von Huene, 1984; Hussong et al., 1976]. Строение кровли фундамента и осадочного чехла на океанических склонах при этом осложнено субвертикальными разрывными нарушениями, создающими мозаику малоамплитудных грабенов и горстов. На противоположных склонах этот стиль дислокаций сменяют тектонические нарушения, классифицируемые как пологие поверхности срывов, надвигов или сложных листрических сбросов. Они перемежаются с второстепенными крутопадающими разломами, что в итоге создает очень сложную внутреннюю структуру разрезов, где одни слои лежат субгоризонтально, а другие падают под различными углами то в сторону океана, то в противоположном направлении. Хорошей иллюстрацией к сказанному может служить хотя бы серия профилей через восточную часть Алеутского желоба (рис. 7).

Выводы о разном геологическом строении склонов и конвергентном характере тектонических движений, ведущих к образованию желобов, подтверждают и давно известные данные о том, что система линейных магнитных аномалий океанского ложа прослеживаются только до осевой зоны желобов, круто обрезаая ее [Heitzler et al., 1968]. Думается, приведенных аргументов вполне достаточно, чтобы показать необоснованность альтернативных взглядов, согласно которым желоба являются молодыми геосинклинальными прогибами, нескомпенсированными осадконакоплением. Формально отражая особенности морфологии и малые мощности осадочного чехла в депрессиях, такие представления явно неприемлемы со стороны перечисленных фактов и страдают отсутствием эволюционной основы. Действительно, тезис о формировании прогиба только нисходящими движениями на границах континент-океан или островная дуга-океан неизбежно ставит вопрос о том, что представляли собой эти зоны до начала прогибания. Если они относились к пассивному типу, как скажем,

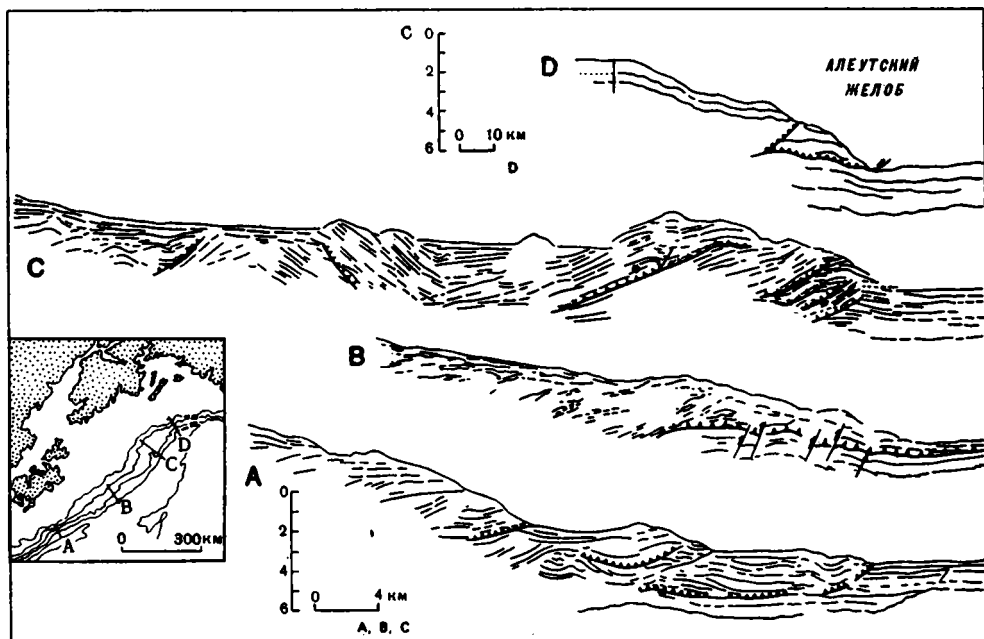


Рис. 7. Интерпретация результатов многоканального сейсмопрофилирования в восточной части Алеутского желоба (по: [Von Huene, 1984])

На врезке — географическое положение разрезов; по вертикальной шкале — двойное время пробега звуковой волны

в Атлантике, то необходимо объяснить куда подевались соответствующие осадочные формации с характерными большими мощностями и фаціальными переходами от отложений склона к синхронным толщам континентального поднятия и далее к пелагическим осадкам ложа океана. Ясно, что существующие различия в структуре осадочного чехла активных и пассивных окраин невозможно объяснить ни чисто седиментологическими причинами, ни за счет различий в характере вертикальных движений.

Признание конвергентного характера тектонических движений, образующих структуры желобов, является, таким образом, не просто следствием гипотезы спрединга, но и настоятельной необходимостью для интерпретации конкретных геологических наблюдений. Последние к тому же показывают, что взаимное положение конвергентных и дивергентных границ в окраинных морях с течением времени не остается неизменным. Так, в геологической истории дна Филиппинского моря доказательно прослеживаются последовательные фазы миграции системы островных дуг и желобов его восточного обрамления в сторону Тихого океана. Процессы спрединга в тылу этой системы дополнительно компенсировались коллизионными явлениями на западных границах, где в итоге произошло объединение Северо-Лусонской дуги с континентальной окраиной Тайваньского сектора и возникла сложная покровно-складчатая структура Филиппинского архипелага, объединяющего ряд разнообразных террейнов (см. гл. 1).

Явления тектонической коллизии структурных элементов, устанавливаемые и в других окраинных морях, являются характерной и геологически очень важной чертой их эволюции. Теоретически возможны и практически устанавливаются три комбинации коллизионных пар: островная дуга—окраина континента, островная дуга—островная дуга и островная дуга—океанический террейн. Примерами первого

варианта, кроме отмеченного случая столкновения Северо-Лусонской дуги с Тайваньским сегментом окраины Азии, является коллизия дуги Банда и западной части Новобританской дуги с краями Австралийского материка [Hamilton, 1979; Coleman, Packham, 1976].

Второй вариант был причиной образования Филиппинского архипелага, возникшего в результате столкновения системы дуг юго-западного обрамления Филиппинского моря с мезозойскими структурами в окружении морей Сулу и Сулавеси. К стадии взаимной коллизии близки сейчас островные дуги Сангихе и Хальмахейра [Moore, Silver, 1983]. И наконец, достаточно доказательным случаем коллизии дуги с океаническим террейном считается приращение океанского плато Онтонг-Ява к структурам Соломоновой и Новоирландской островных дуг [Coleman, Packham, 1976].

Никакие варианты коллизионных явлений явно невозможны без перемещения островных дуг и связанных с ними желобов в пространстве. Эта особенность тектонической эволюции желобов четко обособливает их от всех типов геосинклинальных прогибов, описанных в литературе. На стадии коллизии, в результате которой дуга либо присоединяется к материковой окраине, либо структурно объединяется с тем или иным террейном, находившийся перед ней желоб исчезает, преобразуясь в шовную зону, а в тылу дуги при дальнейшем развитии тангенциальных напряжений может возникнуть структура нового желоба. Процесс разрастания континентальной области в данной схеме событий классифицируется как тектоническая аккреция, а перемены структурной позиции желоба – как инверсия полярности дуги [Diskinson, 1973]. К этому, самому простому варианту схемы следует добавить, что при коллизии двух дуг или дуги с океаническим террейном процессы структурных преобразований могут иметь более сложный характер. Потенциальными зонами заложения новых конвергентных границ здесь становятся тыловые области любого из элементов, участвующих в столкновении, поскольку в каждом случае это области с океанической корой. В итоге в зависимости от "прочностных" особенностей тыловых зон сочленения и характера полей постколлизионных напряжений возникают те сложные и нестандартные ситуации в расположении дуг и желобов, которые имеют место в современных окраинных морях.

В данном отношении весьма любопытен Филиппинский архипелаг с двумя желобами, один из которых – Манильский, обрамляет его на северо-западе, а второй – Филиппинский – на юго-востоке. Отмечавшиеся факты аккреционного происхождения архипелага заставляют думать, что постколлизионное поле тектонических напряжений реализовалось здесь в заложении не одной, а двух новых конвергентных границ, расположенных так, чтобы обеспечить определенный момент левостороннего вращения новообразованной структурной области. На последнее указывают левосторонние сдвиговые смещения с амплитудами порядка 30 км, установленные при изучении Центрально-Филиппинского разлома [Hamilton, 1979], который, судя по всему, является трансформированной шовной зоной между сегментами дуг, участвовавших в коллизии.

По своему интересны примеры инверсии полярности дуг в Меланезийском регионе. В соответствии с выводами австралийских исследователей этого региона инверсия позиции Соломонова и Новогебридского желобов началась в миоцене и была вызвана столкновением соответствующих дуг с плато Онтонг-Ява [Coleman, Packham, 1976]. В данном случае интересно то, что новая система конвергентных границ сместилась не в сторону океана, т.е. в зону сочленения более мощной коры плато с нормальной океанической корой, а заложилась в тылу дуг. Соответственно началась их миграция в сторону Австралийского материка, сокращение площади прилегающих тыловых бассейнов с океанической корой эоценового возраста, и создавалась вероятность дальнейшей коллизии дуг с субконтинентальными структурами внутренних областей региона. Как и во многих других случаях коллизионный шов возникшего

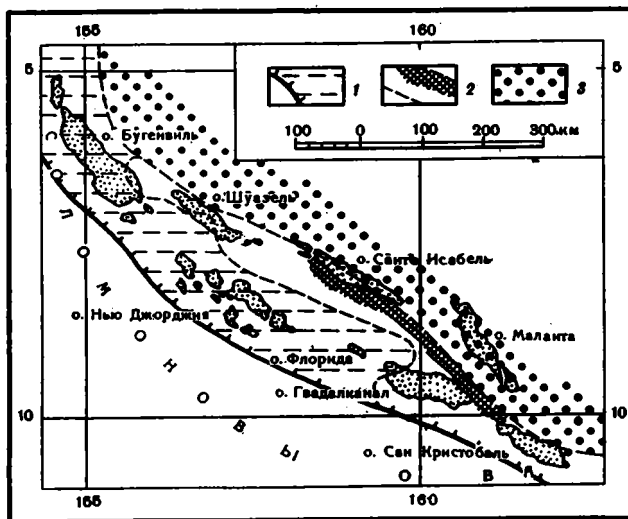


Рис. 8. Главные геологические провинции и важнейшие тектонические зоны на Соломоновых островах (по: Ramsay, 1983)

1 — Вулканическая провинция и ось глубоководного желоба (преимущественно приоцен-четвертичные вулканогенные образования, на Бугенвиле разрез начинается с вулканических толщ формации Кьета позднеолигоценового—раннемиоценового возраста); 2 — Центральная провинция и восточный коллизионный шов; комплексы пород фундамента, включающие офиолитовые массивы поздне(?) мелового возраста, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма в раннем—среднем эоцене (заштриховано батиметрическое поднятие Коригоу-Флорида с габбро-ультрабазитовыми комплексами пород фундамента); 3 — Тихоокеанская провинция (толеитовые пиллоу-базальты и пелагические отложения раннемиоценового—плиоценового возраста; первые рифовые известняки на Малаите появляются в плиоцене)

ансамбля структур маркируется поясом аллохтонных, офиолитовых массивов, обнажающихся в центральной зоне Соломоновых (рис. 8) и на востоке Новогейбридских (Вануату) островов. В последнем регионе время выведения офиолитовых пластин на уровень эрозии четко устанавливается по появлению продуктов разрушения серпентинитов в среднемиоценовых отложениях о-ва Пентекост [Coleman, Packham, 1976] и может рассматриваться как завершающий рубеж этапа коллизии.

События, круто изменившие тектоническую миграцию Соломоновой и Новогейбридской дуг, не изменили полярности системы дуг Тонга—Кермадек, которые продолжали смещаться в сторону океана с раскрытием в тылу новых котловин с океанической корой: Южно-Фиджийской (верхний олигоцен — нижний миоцен) и Лау-Колвилл (плиоцен). При этом в области, где простирания субмеридиональных дуг Тонга и Новых Гебрид перекрываются по широтным отметкам возникла зона растяжения, нестандартная в том отношении, что находится в тылу двух дуг с разной полярностью. Не исключено, что с этим и связаны те аномалии в развитии зон спрединга данной котловины, которые описаны в литературе [Coleman, Packham, 1976].

В целом, концепция мобилизма позволяет весьма логичным образом увязать между собой очень широкий круг процессов тектогенеза в окраинных морях. С любых иных позиций существующее разнообразие структурных соотношений между их абиссальными котловинами, островными дугами и желобами теряет эволюционный смысл и требует принципиально разных геодинамических построений для объяснения особенностей самих регионов в целом, и составляющих их структур, в частности.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВО ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ

До получения надежной геологической информации методом бурения фронтальные зоны островных дуг и активных континентальных окраин считались областями тектонической аккреции корового материала. Предполагалось, что при столкновении литосферных плит и заложении зон субдукции должно происходить отслаивание поверхностных слоев океанической коры, сгущиваемых в аккреционные призмы перед фронтом верхней плиты. Наиболее полный вариант такой модели рассмотрен в работах Д. Сили и его коллег [Сили и др., 1978; Dickinson, Seely, 1979]. По ней аккреция океанических осадков, определяя основные особенности морфоструктурной эволюции фронтальных зон островных дуг, одновременно является одним из главных факторов разрастания областей с континентальным строением коры. Последнее заключение было важным и в геохимическом отношении, поэтому идея последовательного причленения аккреционных комплексов к внешней зоне дуги, дополненная представлениями об эпизодических актах обдукции (надвигания) аллохтонных офиолитовых пластин на эти зоны [Колман, 1979; и др.], заняла важное место в геотектонических построениях.

Данные бурения показали, однако, что тектоническое сгущивание чехла океанических осадков перед дугой или континентальной окраиной далеко не обязательное явление. К настоящему времени значительная по масштабам аккреционная призма осадков разбурена только перед Малой Антильской дугой. В Японском желобе она оказалась сильно редуцированной по сравнению с тем, что здесь должно быть образоваться согласно расчетам, основанным на мощностях осадочного чехла в прилегающих районах Тихого океана и предполагаемых скоростях схождения плит [von Huepe, 1984]. В Марианском желобе не было обнаружено вообще никаких признаков развития аккреционных призм [Шараськин, 1984а, б; Hussong, Uyeda, 1981], а в Центрально-Американском желобе результаты оказались противоречивыми, и в одном пересечении (район Мексиканского побережья) были найдены свидетельства аккреционного строения [Moore, Watkins et al., 1981], а в другом (Гватемальская зона) – нет [Aubouin, von Huepe et al., 1982].

Неожиданными с позиций обсуждаемой гипотезы оказались литологические и стратиграфические доказательства крупномасштабных нисходящих движений во фронтальной зоне островных дуг. По данным 56-го и 57-го рейсов "Гломара Челленджера" (рис. 9) амплитуда опускания во внешней зоне Северо-Восточной Японии за период с нижнего миоцена до начала плиоцена достигла почти 6 км. Согласно расчетам, как минимум 80% осадочного материала, поступавшего в Японский желоб, оказалось при этом удаленным из зоны конвергенции процессами субдукции.

Во фронтальной зоне Марианской дуги на глубине ниже уровня карбонатной компенсации пробурены карбонатные наноилы, которые могли попасть сюда только в результате постседиментационных опусканий фундамента. Южнее, на внешнем склоне дуги Палау, в 17-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" обнаружены коренные обнажения мелководных туфопесчаников и туфогравелитов с карбонатным цементом, ныне находящиеся на глубинах более 4 км [Шараськин и др., 1980]. По данным этой и многих других экспедиций, внутренние склоны восточных желобов Филиппинского моря избилуют выходами комплексов пород основания и практически лишены покрова осадков, выполняющих только изолированные впадины. Незначителен он и на дне желобов на всем протяжении от о-вов Бонин до южного окончания дуги Палау. В то же время острова фронтальной зоны, цоколь которых и образует внутренние склоны желобов, достаточно глубоко эродированы до вскрытия на поверхности верхнеэоценовых вулканических толщ. Аналогичная ситуация характерна и для северной половины дуги Тонга [Sharaskin et al., 1983].

Среди осадочных пород, вскрытых бурением на океанических склонах дуг и ак-

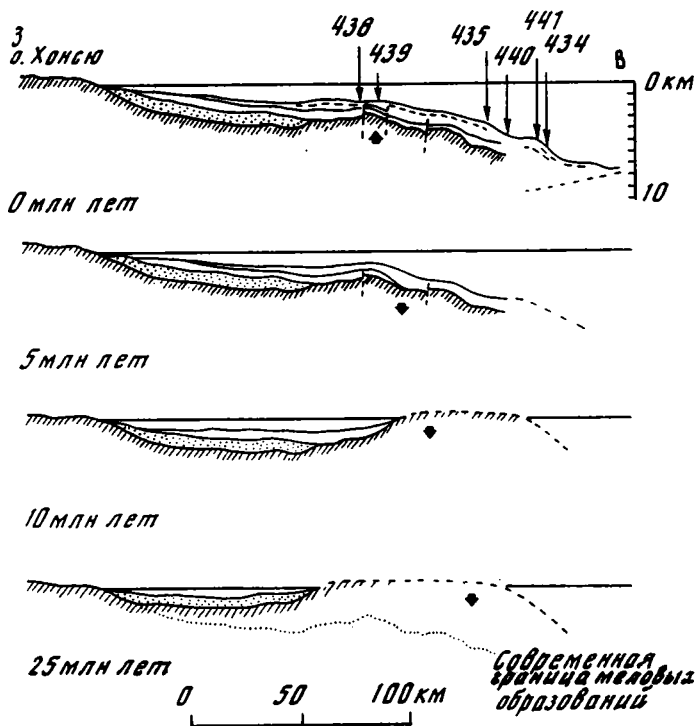


Рис. 9. Реконструкция палеообатментрии островного склона Японского желоба в районе Северного Хонсю по данным глубоководного бурения (по: [Von Huene et al., 1982])

Цифры — скважины, жирные стрелки — направления движений блоков коры

тивных окраин континентов, преобладают гемипелагические отложения, часто содержащие примесь вулканокластического материала. Пелагических фаций, характерных для абиссальных котловин и океанических склонов желобов, здесь почти нет, но зато песчаники, в том числе и весьма грубозернистые, по оценкам Р. фон Хьюне [von Huene, 1984], слагают не менее 20% от общего объема осадков. В Мексиканском пересечении Центрально-Американского желоба отражающие границы на сейсмопрофилях оказались обусловленными именно этими песчаными прослоями, а не плоскостями чешуйчатых надвигов, как предполагалось до проведения буровых работ [Watkins et al., 1981]. Бурением и драгированием с приостровных стенок Японского, Марианского и Курило-Камчатского желобов были подняты также оползневые образования, в которых грубообломочный материал перемешан с глинистым, карбонатно-глинистым или туфоаргиллитовым матриксом.

Суммируя все эти результаты, можно с уверенностью утверждать, что процессы геологической эволюции во фронтальных зонах дуг значительно сложнее, чем это предполагала первоначальная модель аккреционной тектоники. Параллельно с явлениями аккреции, обдукции и тектонического сучивания, которые можно отнести к созидательным факторам, поскольку они ведут к разрастанию фронтальных зон, на общий ход развития здесь оказывают действие и противоположные им по значению процессы. К ним относятся эрозионные, тектогенные и гравитационно-тектогенные процессы разрушения коры внутренних склонов желобов, субдукция дезинтегрированного этими процессами материала, а также тектоническая эрозия корневых областей зоны, которая, как полагают, должна развиваться при механическом взаимодействии поверхностей плит в плоскости главного надвига [von Huene, 1984]. Последний

процесс принадлежит к числу умозрительных, однако именно с ним принято связывать этапы погружения структур фронтальной зоны.

Вопрос о том, в какой мере механическая абразия подошвы верхней из плит, находящихся в фазе конвергенции, действительно имеет место, пока нельзя считать окончательно решенным. Необходимы дальнейшие исследования в этом направлении и поиск дополнительных доказательств реальности данного фактора тектогенеза. Однако вывод об удалении с поверхности на глубину или, как принято говорить, о субдукции пород океанской коры, океанических осадков и продуктов разрушения коры фронтальных зон островных дуг уже сейчас достаточно очевиден. При явных признаках широкого развития оползневых и турбидитных процессов нет никаких иных способов объяснить, почему внутренние склоны и днища желобов почти лишены осадочного покрова. В связи с этим одним из главных становится вопрос о том, какова дальнейшая судьба всего того вещества, которое под влиянием сложной совокупности тектогенных факторов оказывается перемещенным из верхних структурных этажей в глубинные области активных переходных зон.

ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ОКРАЙННЫХ МОРЕЙ

Анализ данных, приводившихся в первой главе, приводит к выводу о циклическом характере процессов тектоники и магматизма, формировавших основные структурные элементы Филиппинского моря. В первую очередь это выражается в четкой периодичности процессов спрединга, в результате которого была образована океаническая кора трех его абиссальных котловин. Временные интервалы образования каждой из них устанавливаются по датировкам линейных магнитных аномалий, по палеонтологическим определениям возраста базальных горизонтов осадочного чехла в ядрах скважин и, наконец, по результатам радиометрического датирования самих пород фундамента. Все эти данные графически сопоставлены на рис. 10. Диаграмма иллюстрирует хорошую сходимость результатов, полученных разными методами. Вытекающие из нее наиболее вероятные интервалы формирования коры котловин составляют: 56–38 млн лет – для Западно-Филиппинской, 30–17 млн лет – для структурно единой впадины Шикоку – Паресе Вела и 6–0 (?) млн лет – для Марианского трога. Из полученных значений следует, что с течением времени продолжительность эпизодов спрединга имеет тенденцию к сокращению, тогда как интервалы между ними, возможно, увеличиваются. Качественно это согласуется с направленным уменьшением площади котловин от наиболее древней к самой молодой.

Существующие данные позволяют также рассмотреть вопрос о том, как выделяемые фазы спрединга соотносятся с этапами вулканической активности на островных дугах, служивших структурами обрамления последовательно возникших котловин моря. Результаты проведенных литостратиграфических корреляций вулканогенно-осадочных толщ, обнаженных на островах фронтальной зоны дуг или вскрытых буровыми скважинами в пределах остаточных дуг и порожденных ими вулканокластических шлейфов [Шараськин, Закариадзе, 1982] указывают на три максимума активности островодужного вулканизма. Они приходятся на ранний олигоцен, средний миоцен и четвертичное время. Полные временные интервалы трех вулканических циклов по полученным оценкам составляют от 38–40 до 27 млн лет для наиболее древнего из них, затем от 18–20 до 6–7 млн лет и, наконец, от 2,5 млн лет до настоящего времени (см. рис. 10). Если сравнить их с рубежами фаз спрединга, то окажется, что вулканическая деятельность на островных дугах пробуждалась всякий раз, когда заканчивались процессы образования океанической коры в их тылу. Такая последовательность событий существенно отличается от первоначальных представлений о синхронности тех и других циклов, причинно связываемых с ускорением и

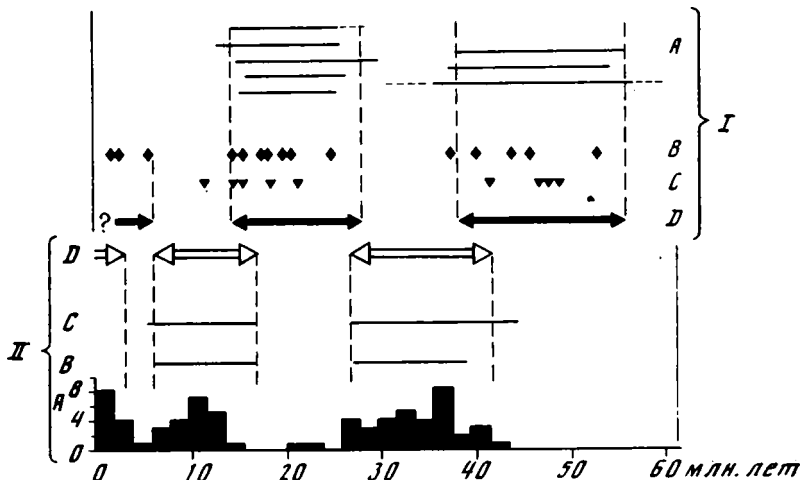


Рис. 10. Чередование периодов тылового спрединга с этапами вулканической активности островных дуг в процессе тектонической эволюции Филиппинского моря

I — датировки событий в тыловых океанических впадинах: A — диапазоны возраста магнитных аномалий по данным разных авторов, B, C — возраста кровли фундамента в скважинах (B — палеонтологический, C — радиологический), D — согласующиеся интервалы продолжительности тылового спрединга; II — датировки событий на островных дугах: A — гистограмма распределения значений абсолютного возраста вулкаников, B, C — стратиграфические интервалы накопления вулканических толщ (B — по вулканогенным шлейфам в котловинах, C — по разрезам на островах), D — согласующиеся временные интервалы вулканической активности дуг

Ссылки на использованные работы см. в тексте и в статье [Шараськин, Закариадзе, 1982]

замедлением процессов субдукции в активный и пассивный периоды соответственно.

Реальность приведенных оценок времени независимым образом подтверждается данными по изучению частоты встречаемости прослоев вулканического пепла в осадочных разрезах неогена для большого числа скважин, расположенных по периферии дна Тихого океана [Kennett et al., 1977]. Обнаруженные пики взрывного вулканизма оказались синхронными для всего Тихоокеанского вулканического пояса. Главными из них являются среднемиоценовый (15–13 млн лет) и четвертичный (2–0 млн лет). Кроме того, цитируемые авторы отмечают еще один очень короткий импульс активности на уровне 3 млн лет (средний плиоцен) и указывают на явное усиление эксплозивных явлений в четвертичное время по сравнению со средним миоценом. Шлейф вулканокластических отложений среднего–верхнего миоцена в котловине Паресе Вела–Шикоку вдвое шире шлейфа к западу от хребта Кюсю–Палау, отлагавшегося в раннем–среднем олигоцене [Karig, Ingle et al., 1975]. Качественно это свидетельствует о большей интенсивности миоценового этапа вулканизма. С учетом наблюдений Дж. Кеннетта с соавторами это позволяет предполагать последовательное возрастание активности вулканизма на островных дугах региона от более древних его этапов к более молодым. Если это так, и если, как отмечалось выше, интенсивность процессов спрединга в истории развития дна Филиппинского моря со временем убывает, то вместе с этим как будто бы эндогенная активность одного типа начинает преобладать над другой. Эта тенденция, несомненно требующая развития аналогичных исследований в других окраинных морях, привлекательна с различных точек зрения. В частности, она хорошо согласуется с переходом от более примитивных толеитовых и бонинитовых вулканических серий олигоценового возраста к известково-щелочным более поздних этапов островодужного вулканизма или же с появлением геохимиче-

ски аномальных типов абиссальных толентов лишь в самой молодой по времени образования котловине – в Марианском трого (см. следующую главу).

Не менее важна и интересна по следствиям проблема синхронности–асинхронности периодов вулканизма на островных дугах и фаз спрединга в их тылу. Ранние представления о синхронности этих процессов трудно увязать с предполагаемым характером тектонических движений и процессами магмообразования в недрах. Из палинспастических реконструкций очевидно, что каждый из этапов тылового спрединга в Филиппинском море начинался со стадии продольного рифтогенеза палеоостровной дуги. С позиций синхронности невозможно представить картину размещения магматических камер на этом начальном этапе так, чтобы один из них снабжали магмой центры спрединга, а другие – вулканические аппараты островной дуги, не взаимодействуя при этом друг с другом, иначе неизбежно смешение и нивелировка составов магм. Далее сегменты дуг должны удаляться от центра спрединга, причем таким образом, чтобы смещение магматических очагов, заполненных легкоподвижным расплавленным веществом, происходило строго согласованно со смещением самой структуры дуги. Если зоны спрединга тоже мигрируют в пространстве, то для них должны соблюдаться такие же условия. И наконец, при условиях синхронности магматическая деятельность там и тут должна затухать одновременно. Создать внутренне согласованную геодинамическую схему с учетом всех этих требований, несомненно, трудная, только искусственно решаемая задача. Напротив, полученные данные о чередовании периодов магматической активности центров спрединга с эпохами вулканической деятельности островных дуг снимают все отмеченные трудности, значительно упрощая решение проблем генерации разных типов магм.

ОФИОЛИТЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОКРАЙННЫХ МОРЕЙ

В литературе последних двух десятилетий широкое развитие получили представления о том, что процессы тектонического сгущивания фрагментов коры океанического дна играют важную роль в геологической эволюции островных дуг. С ними принято связывать два момента: 1) заложение меланократового основания примитивных энсиматических дуг и 2) обдукцию или другие виды тектонического вмещения фрагментов океанской литосферы в структуру более зрелых энсиалических дуг.

Аллохтонные массивы офиолитов, которые могут представлять блоки или тектонические пластины, сорванные с океанической литосферы, действительно, широко развиты на островных дугах. На схемах, помещенных в этом разделе (рис. 11 и далее), можно видеть, что такие массивы образуют протяженные 100-километровые пояса. Местами они слагают сравнительно небольшие тела с тектоническим характером внешних границ, в других местах это воистину громадные тектонические покровы, как, например, на востоке Папуа в Новой Гвинее или на Новой Каледонии.

Полные, мало нарушенные разрезы офиолитов сохраняются далеко не всюду, но во многих регионах путем соответствующих литостратиграфических и геохимических корреляций удастся восстановить первичный характер их строения и выявить аналогию с разрезом океанской коры. При анализе пространственно-возрастных соотношений офиолитовых поясов островных дуг неоднократно отмечалось, что пояса внутренних по отношению к океану зон древнее внешних.

Обе отмеченные закономерности действительно можно трактовать так, что из срединно-океанических центров спрединга к периферическим зонам конвергенции с островными дугами последовательно продвигаются все более молодые области океанской коры, фрагменты которых при возникновении определенных геодинамических условий и образуют офиолитовые пояса. Однако внимательный анализ доступных сейчас данных по офиолитам западной периферии Тихого океана показывает, что общая последовательность процессов, ведущих к их становлению, намного сложнее.

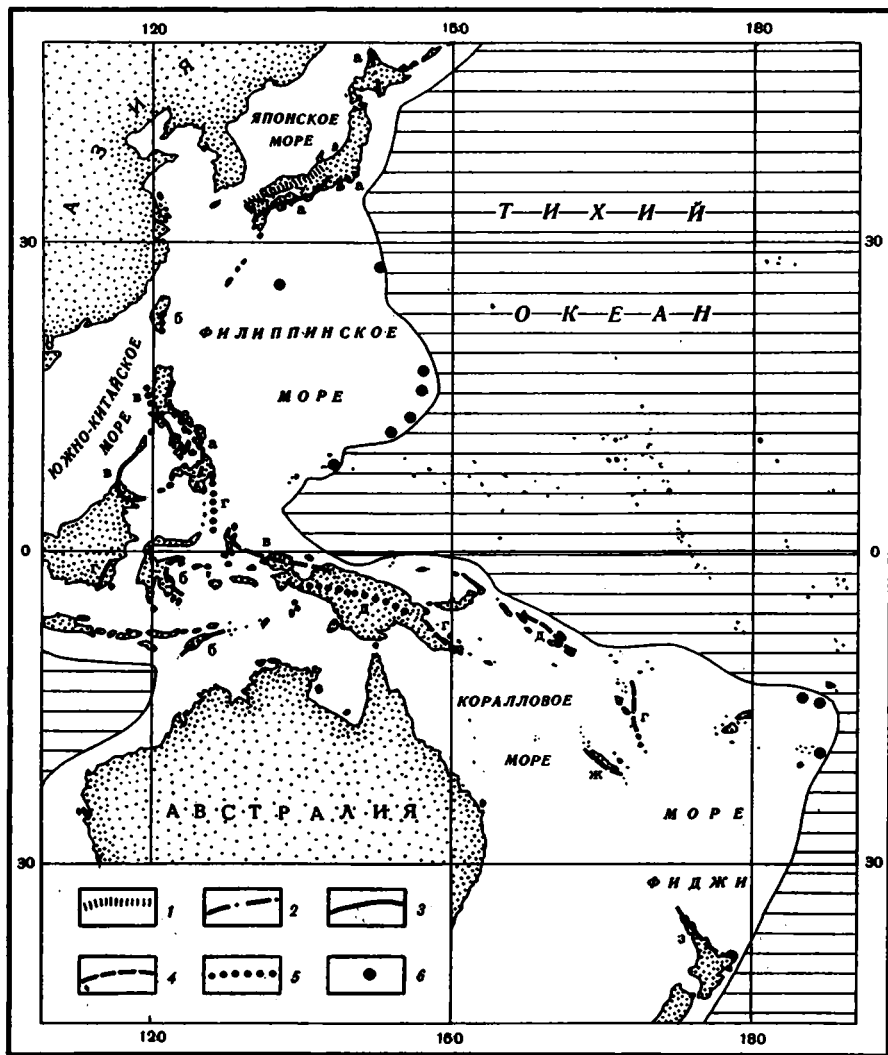


Рис. 11. Офиолитовые пояса островных дуг на западе Тихого океана

1 – палеозойские (внутренний пояс Юго-Западной Японии); 2 – с триас-юрскими разрезами и фазами шарьирования в юре–нижнем мелу: а – пояса Камуикотан и Хидака центрального Хоккайдо, б – Тиморский; 3 – с юрско-меловыми разрезами и фазами шарьирования в верхнем мелу–эоцене: а – внешний пояс Юго-Западной Японии; б – Миндоро-Панай, в – Палаван-Сабах-Тавитави, г – Мератус-Бобарис; 4 – с верхнемеловыми–палеогеновыми разрезами и фазами шарьирования в палеогене–неогене: а – Восточно-Филиппинский, б – Сулавеси, в – Хальмахейра – Северный Ириан, г – пояс ультрабазитов Папуа, д – Соломоновой дуги, е – дуги Вануату (Новогбридский), ж – Новокаледонский, з – Северо-Новозеландский; 5 – с эоцен-миоценовыми разрезами и фазами шарьирования в миоцене–плейстоцене: а – Минеока-Сетогава, б – Берегового хребта Тайваня, в – Замбале, г – Молуккский, д – Эприл-Марум; 6 – места драгирования пород офиолитовых ассоциаций

Для начала можно обратить внимание читателя на район Центрального Хоккайдо, где выделены и описаны два офиолитовых пояса, западный – Камуйкотан и восточный – Хидака [Komatsu et al., 1977], с разным характером метаморфизма принадлежащих им вулканических и осадочных пород. Обычно метаморфические комплексы офиолитов, отвечающие условиям высоких температур и низких давлений, приурочены к более удаленному от океана поясу, в то время как степень метаморфизма пород во внешнем поясе соответствует низким температурам, но высоким давлениям. Такая зональность типична, в частности, для парных метаморфических поясов Юго-Западной Японии, где тыловая пара поясов Хида и Сангун образовалась в палеозое, а другая, с поясами Рёкё и Санбагава, – в мезозое [Miyashiro, 1967]. Связывая метаморфизм первого типа с поясами вулканической активности на островных дугах, а второго – с зонами субдукции, А. Миясиро пришел к выводу, что парные метаморфические пояса позволяют судить о том, какова была полярность древней конвергентной границы. Эти воззрения получили признание и прочно вошли в арсенал средств для палеотектонических реконструкций.

На Хоккайдо метаморфические комплексы высоких давлений и низких температур связаны с западным поясом Камуйкотан, а в восточном поясе Хидака разновозрастные с ними образования отвечают фациям низких давлений и высоких температур. Стало быть, соответствующая палеодуга была обращена передним краем в сторону Азиатского континента, а не к Тихому океану. Но тогда, офиолиты Центрального Хоккайдо связаны происхождением не с тихоокеанской плитой, а с корой краевого океанического бассейна мезозойского возраста. Ранее к аналогичному выводу в отношении офиолитов Сахалина, пояс которых продолжается на Хоккайдо, пришел Ю.Н. Разницин [1979].

Во внешней зоне Центральной Японии на о-вах Миура и Босо (см. рис. 11) давно известна полоса выходов офиолитового меланжа (пояс Минеока), в последнее время детально изученная японскими геологами [Ogawa, 1982; Tazaki, Inomata, 1980]. В сильно тектонизированном серпентинитовом матриксе здесь обнаружены многочисленные глыбы и блоки всех типов пород нормального офиолитового разреза и доказано, что возраст его формирования не древнее позднего эоцена. На это указывают радиометрические датировки базальтовых пиллоу-лав (29,9–39,9 млн лет) и позднеэоцен-раннемиоценовый диапазон возраста радиоларий и фораминифер в связанных с лавами прослоях радиоларитов и микритовых известняков. В перекрывающих и окружающих выходы меланжа среднемиоценовых отложения группы Хота содержатся прослои конгломератов, в которых гальки пород офиолитовой ассоциации перемешаны с гальками кислых эффузивов и туфов, а также с аркозовым песчаным материалом. Пиллоу-лавы из меланжа Минеока по геохимическим особенностям относятся к абиссальным толеитам, и тела меланжа следует рассматривать как реликты некоторой структурной области с океанической корой максимум раннетретичного возраста, уничтоженной процессами тектогенеза к началу среднего миоцена. Очевидно, что эта область не могла быть участком значительно более древнего в близлежащем районе ложа Тихого океана. Ситуация, обнаруженная в поясе Минеока, повторилась впоследствии при изучении расположенного к западу от него меланжа Сётогава [Ogawa, Naka, 1984].

По данным глубоководного бурения, на всем протяжении от Северного Хонсю до Новой Зеландии кора прилегающих областей дна Тихого океана имеет юрско-раннемеловой возраст. Тот же возраст имеет океанская кора и в зоне конвергенции индонезийских дуг с дном Индийского океана. В связи с этим любые офиолитовые массивы на дугах западной окраины Тихого океана и в Юго-Восточной Азии, имеющие более молодой возраст формирования разреза, очевидно, нельзя рассматривать как тектонические производные коры собственно океанических пространств.

В структурах морей Филиппинского региона офиолиты с возрастом древнее позд-

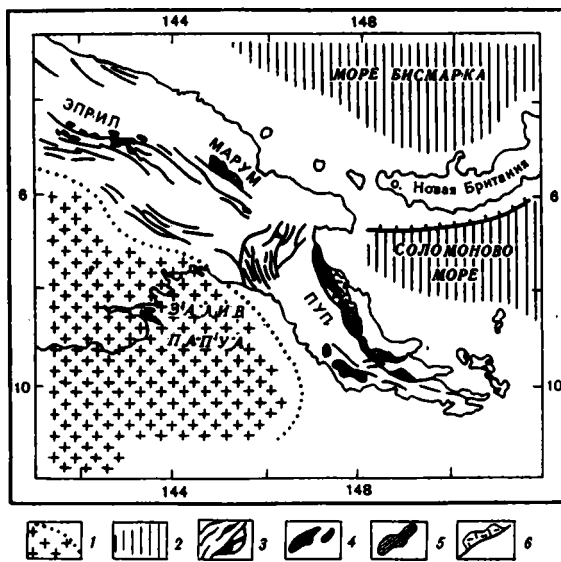


Рис. 12. Офиолитовые пояса на востоке Новой Гвинеи (по: [Davies, Jaques, 1984])

1 — области с континентальной корой; 2 — области с океанской корой; 3 — зоны складчатости с поясами офиолитов (ПУП — пояс ультрабазитов Папуа); 4 — ультрабазиты; 5 — габброиды; 6 — дайковые и вулканогенные комплексы

него мела, судя по опубликованным данным, имеют довольно ограниченное распространение. К ним относятся массивы внутренних поясов Юго-Западной Японии, разрозненные тела метаофиолитов в метаморфическом поясе Джули на Тайване и, возможно, некоторые массивы в обрамлении моря Сулу, включая массивы Сабаха на Калимантане [Марков, 1975; Hutchison, 1975; Ho, 1986; Hamilton, 1979; Miyashiro, 1967]. Родоначальные разрезы крупных офиолитовых аллохтонов на Сулавеси и Хальмахейре были сформированы в позднем мелу [Wiryosuyono, Tyokrosapetro, 1978]. Большинство массивов восточного пояса Филиппин, по-видимому, тоже имеют позднемеловой возраст образования [Hamilton, 1979; Hashimoto, 1981], но здесь присутствуют и более молодые комплексы. Сведения об эоценовых офиолитах о-вов Талауд в Малукском море, Юго-Восточного Минданао и хребта Замбале на западе Лусона приведены в первой главе, так же как и данные о весьма молодом (максимум раннемиоценовом) возрасте офиолитов Берегового хребта Тайваня.

В Австрало-Меланезийском регионе офиолитовые пояса есть на внутренней и внешней цепях островных дуг (см. рис. 11). Крупнейшим звеном внутренней полосы является пояс ультрабазитов Папуа (ПУП). В серии крупных тектонических чешуй, надвинутых в эоцене—олигоцене на внешний край п-ова Папуа [Davies, Jaques, 1984] и образовавших ПУП, местами сохранились полные разрезы пород офиолитовой ассоциации от тектонизированных мантийных ультрабазитов основания до верхних пиллоу-лав (рис. 12). По палеонтологическим и радиометрическим данным возраст пиллоу-лав отвечает позднему мелу, а общий характер разреза, как полагают исследователи региона, соответствует нормальной океанической коре. В эоцене эти комплексы пород видимо слагали фронтальную зону раннетретичной островной дуги, поскольку их прорывают интрузивы и перекрывают экструзивные образования известково-щелочного типа, отвечающие данному возрасту.

К северо-западу, в основании северо-восточного склона хребта Бисмарка известны два других офиолитовых пояса на востоке Новой Гвинеи. Эти пояса, Морум и Эприл,

принадлежат другой структурной зоне и имеют более молодой, эоценовый возраст родоначальных разрезов [Davies, Jaques, 1984].

Крупные офиолитовые покровы Новой Каледонии находятся в опрокинутом залегании [Paris, 1981]. В них прекрасно сохранились нижние части разрезов, но верхние претерпели интенсивную деструкцию. Донадвиговый возраст офиолитов этого острова остается пока неясным, но время завершения процессов надвигообразования устанавливается вполне определенно и соответствует позднему олигоцену [Parrot, Dugas, 1980]. В это время восточнее Новой Каледонии уже должны были существовать Новогейбридская котловина и система внешних островных дуг, на современных сегментах которых сохранились интрузивные, вулканические и осадочные формации эоценового возраста [Coleman, Packham, 1976]. В связи с этим корни офиолитовых покровов на Новой Каледонии приходится искать где-то еще, а не в литосфере юго-западного сектора Тихого океана. На это обращал внимание и Ю.Н. Разницин [1979].

Р. Бразерас и М. Делалой [Brothers, Delaloye, 1982] на большом фактическом материале, включающем и радиометрические, и палеонтологические датировки, показали, что абсолютное большинство офиолитов Северного острова Новой Зеландии образовалось позже раннего мела. Многие из них возникли и были вмещены в современную структуру в третичное время, так что и в этом регионе связь офиолитов с Тихоокеанской плитой весьма проблематична.

С офиолитами структурных систем окраинных морей связан еще один ряд интересных наблюдений. Сейчас известны такие примеры, когда офиолитовую ассоциацию вообще нельзя связать происхождением с корой океанического типа. К ним принадлежат в первую очередь офиолиты, в которых эффузивные комплексы разреза содержат породы бонинитовой серии. В настоящее время эти специфические по составу породы обнаружены на многих островных дугах западной окраины Тихого океана и на Кубе, но так и не найдены в областях с океанической корой. Для двух районов: массива Замбале на Лусоне [Hawkins, Evans, 1983] и северной оконечности дуги Тонга [Sharaskin et al., 1983], было показано, что и плутонические члены разреза по геохимическим и минералогическим критериям в таких ситуациях являются производными бонинитовых магм.

Бониниты являются постоянными спутниками пород офиолитовой ассоциации на всем протяжении фронтальной зоны системы Идзу-Бонинской и Марианской дуг. После первых наблюдений к югу от Гуама [Добрецов и др., 1980; Шараськин, Богданов, 1979] закономерность данной взаимосвязи доказана сейчас геологическим опробованием многих других участков этой зоны [Тарарин и др., 1987; Bloomer, 1983; Preliminary..., 1985].

Важной особенностью офиолитов западной окраины Тихого океана являются короткие временные интервалы между формированием их разреза и вмещением его фрагментов в структуры островных дуг. Обычно эти диапазоны не превышают 20–30 млн лет. Соответственно, за данный промежуток времени происходило не только раскрытие, но и сокращение площади соответствующего окраинного бассейна или даже полное его исчезновение. Так, офиолиты многих регионов на западе Тихого океана (Филиппины, Сулавеси, Хальмахейра, Папуа, Новая Зеландия и др.) имеют позднемиоценовый возраст разрезов, и процессы их обдукции завершились к ранне-среднему миоцену. Во всех отмеченных регионах океаническая кора в сопредельных с дугами краевых котловинах имеет третичный возраст. Она несомненно могла служить источником офиолитовых аллохтонов с эоценовыми, олигоценными или миоценовыми комплексами пород, но аналогичные структуры, давшие начало позднемиоценовым офиолитовым ассоциациям, видимо, были полностью уничтожены процессами кайнозойской тектоники.

Все данные этого раздела определенно убеждают в том, что структурные системы, возникшие на протяжении кайнозоя и образовавшие сложную мозаику окраинных

морей Юго-Восточной Азии и Австрало-Меланезийского сектора, в значительной мере были сформированы путем коренной тектонической перестройки существовавших прежде позднемезозойских комплексов структур. Последние по всем признакам составляли такие же сочетания желобов, островных дуг и краевых абиссальных котловин, какие можно видеть и в современных окраинных морях.

Сейчас невозможно восстановить как в целом выглядели анализируемые переходные зоны в конце мезозоя, или даже в раннетретичное время. Необходимый для этого объем геологической информации по многим регионам еще отсутствует, и, кроме того, общая совокупность процессов тектогенеза здесь настолько сложна, что трудно выбрать какие-то однозначные реперы, опираясь на которые можно строго проводить палинспастические реконструкции.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. В системах структур окраинных морей, объединяющих желоба, островные дуги и тыловые океанические бассейны, четко стратифицированная и слабodeформированная кора последних явно отличается происхождением от более мощной коры дуг, для которой характерны признаки интенсивных тектонических дислокаций, особенно во фронтальной зоне.

2. Важной особенностью конфигурации сейсмофокальных зон под островными дугами является существование дополнительных субгоризонтальных кластеров эпицентров землетрясений, которые охватывают низы коры и верхние слои мантии, не распространяясь в тыл далее вулканического пояса дуги. Такие зоны тектонической расчлененности в литосфере могут указывать на дифференциальную подвижность блоков коры островных дуг относительно подстилающего их мантийного клина.

3. Вполне вероятно, что магматические резервуары, периодически возникающие в широком интервале глубин, под вулканическим поясом дуги, могут непосредственно сообщаться с уходящей под нее сейсмофокальной зоной.

4. Совокупность известных в настоящее время геологических и геофизических данных убеждает в том, что формирование абиссальных котловин в окраинных морях происходит при развитии процессов спрединга в тылу островных дуг.

5. Активность дискретных в пространстве тыловых зон спрединга имеет периодический характер. При этом раскрытие и формирование краевых океанических бассейнов в одних областях сопровождается деструкцией и закрытием аналогичных структурных элементов в других. Соответственно структуры некоторых островных дуг претерпевают рифтогенез и разобщение сегментов в пространстве, в то время как в соседних областях происходит их коллизия и тектогенное объединение в новые более крупные структуры или приращение к окраине континента.

6. При процессах коллизии структуры желобов трансформируются в зоны тектонических швов, образуются новые желоба, и происходит инверсия полярности островных дуг. В соединении с отмиранием одних и заложением других зон тылового спрединга это вызывает периодические изменения в общей схеме дивергентных и конвергентных границ всей системы окраинных морей.

7. Фронтальные зоны островных дуг магматически пассивны. Они непосредственно примыкают к конвергентным границам плит и в своей геологической эволюции сопряжены с параллельным действием созидательных и деструктивных фаз тектогенеза. К первым относятся этапы формирования аккреционных призм и обдукции офиолитовых пластин, ведущие к утолщению коры и воздыманию структуры дуги или ее сегментов. Вторые выражаются в субдукции продуктов разрушения фронтальной зоны, которые попадают на дно желобов с турбидитными потоками и при развитии гравитационных и тектоногравитационных оползневых явлений.

8. Стадийный характер процессов тектогенеза в окраинных морях позволяет разделять их на отдельные тектономагматические циклы, особенность которых состоит

в том, что фазы магматизма, сопровождающего развитие тыловых зон спрединга, разделены и чередуются во времени с фазами вулканической активности островных дуг.

9. При анализе данных по стратиграфии, литологии и структурной геологии офиолитовых массивов на островных дугах становится очевидным, что в конце мезозойской эры переходные зоны на западе Тихого океана, в Юго-Восточной Азии и в пределах Австрало-Меланезийского региона включали области, по главным особенностям строения похожие на существующие окраинные моря. Сложная совокупность рассмотренных выше процессов тектогенеза за период кайнозойского развития поэтапно трансформировала их общий структурный план в тот мозаичный комплекс желобов, островных дуг и краевых бассейнов, который мы наблюдаем сегодня.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

БАЗАЛЬТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КРАЕВЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

СПРЕДИНГОВЫЕ И ПОСТСПРЕДИНГОВЫЕ ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА

Прямые геологические данные о том, что формирование глубоких котловин окраинных морей сопряжено с развитием базальтового магматизма, появились к началу 70-х годов после драгировок в котловине Лай [Hawkins, 1977] и в Марианском тропе [Karig, 1971] и первых буровых скважин в котловине Паресе Вела [Fischer, Heezen et al., 1971]. В настоящее время эта взаимосвязь представляется бесспорной. Базальтовая природа акустического фундамента доказана сейчас разными методами опробования коренных пород дна для всех котловин, где проводились данные виды работ.

Наиболее полную информацию о характере развития магматизма в котловинах дают результаты изучения кернов буровых скважин. Сопоставляя вскрытые ими разрезы пород акустического фундамента, можно выделить три типа строения последних. Примером первого является разрез скв. 447 у восточной окраины Западно-Филиппинской котловины [Kroenke, Scott et al., 1980]. Пробуренная здесь на глубину 183,5 м толща пород фундамента сложена переслаивающимися потоками пиллоу-лав различного петрографического состава, мощность которых меняется от 7 до 35 м. Отдельные потоки либо целиком состоят из базальтов с подушечной отдельностью, либо она хорошо развита в их верхних частях и к низу постепенно сменяется породами массивного сложения. Размеры лавовых подушек оцениваются в 0,25–1,5 м. По периферии они имеют отчетливые стекловатые корки закалывания толщиной до 2–5 см. Остроугольные фрагменты таких корок, часто сцементированные палагонитом, смектитом, кальцитом и цеолитами, образуют гиалокластиты, заполняющие межподушечные пространства и изредка слагающие отдельные, небольшие по мощности прослойки. Местами в доминирующих толщах пиллоу-лав разрезов данного типа появляются прослойки базальтов с массивной текстурой, которые по контактам ограничиваются узкими зонами закалки. По керну практически невозможно установить, какой формы тела слагают такие массивные породы. Скорее всего, это либо когенетичные дайки, либо продукты выполнения лавовых труб, так как во всех изученных случаях они петрологически родственны тем или иным горизонтам пиллоу-лав, вскрытых в разрезе.

Характерной чертой разрезов второго типа является переслаивание потоков пиллоу-лав с горизонтами глубоководных осадков. Базальтовые слои разреза в этом случае имеют те же самые особенности внутреннего строения, какие были отмечены выше, а характер переслаивания их с осадками может быть различным. Например, в ни-

зах разреза скв. 454, пробуренной приблизительно в 30 км к западу от зоны приосевых депрессий Марианского трюга [Hussong, Uyeda et al., 1981], два горизонта осадков мощностью в 2,5 и 10 м разделяют потоки лав толщиной 5–25 м, а выше идет частое чередование гораздо более тонких (0,5–1 м) потоков со сравнимыми или несколько более мощными прослоями осадочного материала. Венчается разрез фундамента в этом месте двумя потоками лав, между которыми осадочное вещество не отложилось.

Оба описанных типа разрезов характеризуют трещинный тип излияний базальтовых магм в глубоководных условиях, что считается отличительной чертой развития магматизма спрединговых зон. Точно такие же типы разрезов известны и на срединно-океанических хребтах, причем здесь, как и в краевых котловинах, разрезы разного строения могут находиться в близком соседстве. Например, в приосевой зоне Срединно-Атлантического хребта (район 37° с.ш.) скв. 411 был вскрыт разрез, сплошь состоящий из базальтовых потоков, а примерно в 30 км юго-восточнее скв. 412 прошла на сравнимую глубину через толщу, в которой лавы прослаиваются горизонтами осадков мощностью до нескольких метров [Luyendyk, Cann et al., 1978]. В краевых котловинах аналогичную ситуацию иллюстрируют разрезы описанной выше скв. 454 и расположенной вблизи от нее скв. 456, где в отличие от первой прослой осадков отсутствуют [Hussong, Uyeda et al., 1981].

Очевидно, какое-то значение для появления осадочных горизонтов среди лав, рождаемых в центрах спрединга, могут иметь особенности рельефа дна и системы придонных течений в прилегающих областях. Надо полагать также, что проксимальные и дистальные части потоков также могут формировать разные типы разрезов. Но поскольку в пределах даже одной скважины можно наблюдать и широкие вариации мощностей потоков и различный характер их переслаивания с осадками, основным фактором, несомненно, являются флуктуации в интенсивности и частоте самих извержений магмы.

Третий тип разрезов принципиально отличен от первых двух тем, что завершают их не потоки пиллоу-лав, а базальтовые силлы, внедрившиеся в породы осадочного чехла. Такого рода силл мощностью 12,4 м над базальной толщей лавовых излияний был пробурен скв. 444 в котловине Шикоку [Klein, Kobayashi et al., 1980]. Другая скв. 446, находящаяся в северной части Западно-Филиппинской котловине, по данным тех же авторов, прошла через 23 базальтовых силла мощностью 0,3–22 м, которые интродуцировали осадочные отложения нижнего эоцена.

Подобные гипабиссальные интрузивные тела, несомненно, характеризуют уже постспрединговые этапы магматической активности. Она, судя уже по двум приведенным выше примерам, также проявлялась с разной интенсивностью и продолжительностью и в отдельных случаях приводила к образованию вулканогенных подводных гор и поднятий. Доказано, что к таким образованиям относятся поднятие Бенхам в Западно-Филиппинской котловине [Karig, Ingle et al., 1975], отдельные подводные горы в котловине Лау [Hawkins, 1977] и ряд других аналогичных морфоструктур в других регионах.

Для изученных проявлений постспредингового магматизма во внутренних областях океанов обнаружена четкая тенденция обогащения составов магм щелочами и редкими литофильными элементами вплоть до появления на этой стадии настоящих щелочных базальтовых расплавов. Эта же тенденция, как будет показано далее, сохраняется и для постспрединговых этапов магматизма в краевых океанических бассейнах.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КРАЕВЫХ ЗОН СПРЕДИНГА ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ

Пространственное расположение котловин с океанической корой разного возраста, принадлежащих к окраинным морям Юго-Восточной Азии и западной периферии Тихого океана, показано на рис. 13. Оценка временных интервалов формирования коры котловин, помещенных на схеме, базируется на данных о возрасте их осадочного чехла и на датировках систем линейных магнитных аномалий, развитых в их пределах. При систематике этих данных для системы окраинных морей в целом можно выделить четыре главных этапа развития процессов краевого спрединга [Шараськин, 1987]:

1) *позднемиоценовой* (80–60 млн лет) – формирование котловин Тасманова и Карибского морей и Алеутской котловины Берингова моря (?); 2) *эоценовой* (55–38 млн лет) – формирование котловин Западно-Филиппинской, Сулу, Сулавеси (?), Кораллового моря, Новогейбридской и Новокаледонской; 3) *позднеолигоценной–раннемиоценовой* (30–18 млн лет) – формирование котловин Командорской, Южно-Охотской (?), Япономорской, Шикоку–Паресе Вела, Южно-Китайской, Банда (?), Соломонова моря (?) и Южно-Фиджийской; 4) *позднемиоценовой–современной* (8–0 млн лет) – развитие трогов Окинава (?), Бонинского (?), Марианского, Айю (?) и котловин моря Бисмарка, Северо-Фиджийской, Лау и восточной части моря Скоша (?).

По результатам обобщения намечается определенная тенденция к сокращению продолжительности стадий краевого спрединга и к увеличению разделяющих их интервалов времени. Зоны спрединга и формируемые ими котловины становятся при этом более дробными, общее число их возрастает, а области проявления, при некоторых исключениях, в целом направленно смещаются от окраин континентов в сторону океана. Последний тренд особенно четко прослеживается в Филиппинском море и в Австрало-Меланезийском регионе (см. рис. 13).

В принципе этапы развития котловин с океанической корой в окраинных морях можно классифицировать как талассогенические стадии эволюции их структурных систем. При такой трактовке отмеченные выше закономерности указывают на переход от этой тенденции к противоположной, террагенической, составными элементами которой служат обсужденные в предыдущей главе явления тектонической коллизии и аккреции структур островных дуг, вызывающие в конечном итоге их приращение к окраинам континентов.

Учитывая существующие интерпретации магнитометрических наблюдений [Watts et al., 1978], следует отметить также, что взаимная ориентировка спрединговых зон, образовавших мозаичный комплекс краевых котловин, отличается разнообразием и не поддается какой-либо систематике. Субпараллельное, эшелонированное расположение соседних зон наблюдается сравнительно редко, и гораздо чаще мыслимое продолжение любой из них пересекает близлежащие под разными углами. Положение этих зон относительно структур, обрамляющих котловины, также различно. Это можно увидеть в том же Филиппинском море, где осевая зона спрединга в котловине Шикоку–Паресе Вела в целом конформна остаточной дуге Кюсю-Палау и системе восточных островных дуг, но торцевым образом стыкуется с трогом Нанкай, представляющим тектонический шов между бассейном Шикоку и Юго-Западной Японией (см. рис. 1). К тому же общее субмеридиональное простирание этой зоны отличается на угол порядка 60° от простирания морфоструктур эоценового спрединга-центра в пределах Западно-Филиппинской котловины.

Подобные ситуации прослеживаются и в других районах переходной зоны на западе Тихого океана или в морях Юго-Восточной Азии. Они позволяют высказать предположение, что возникновение и развитие локальных и разноориентированных спрединга-центров в краевых морях обусловлено не только самим актом зарождения очагов теплофизической активности в недрах, например, мантийных диапиров с соответствующим их распределением во времени и пространстве. Не следует исключать,

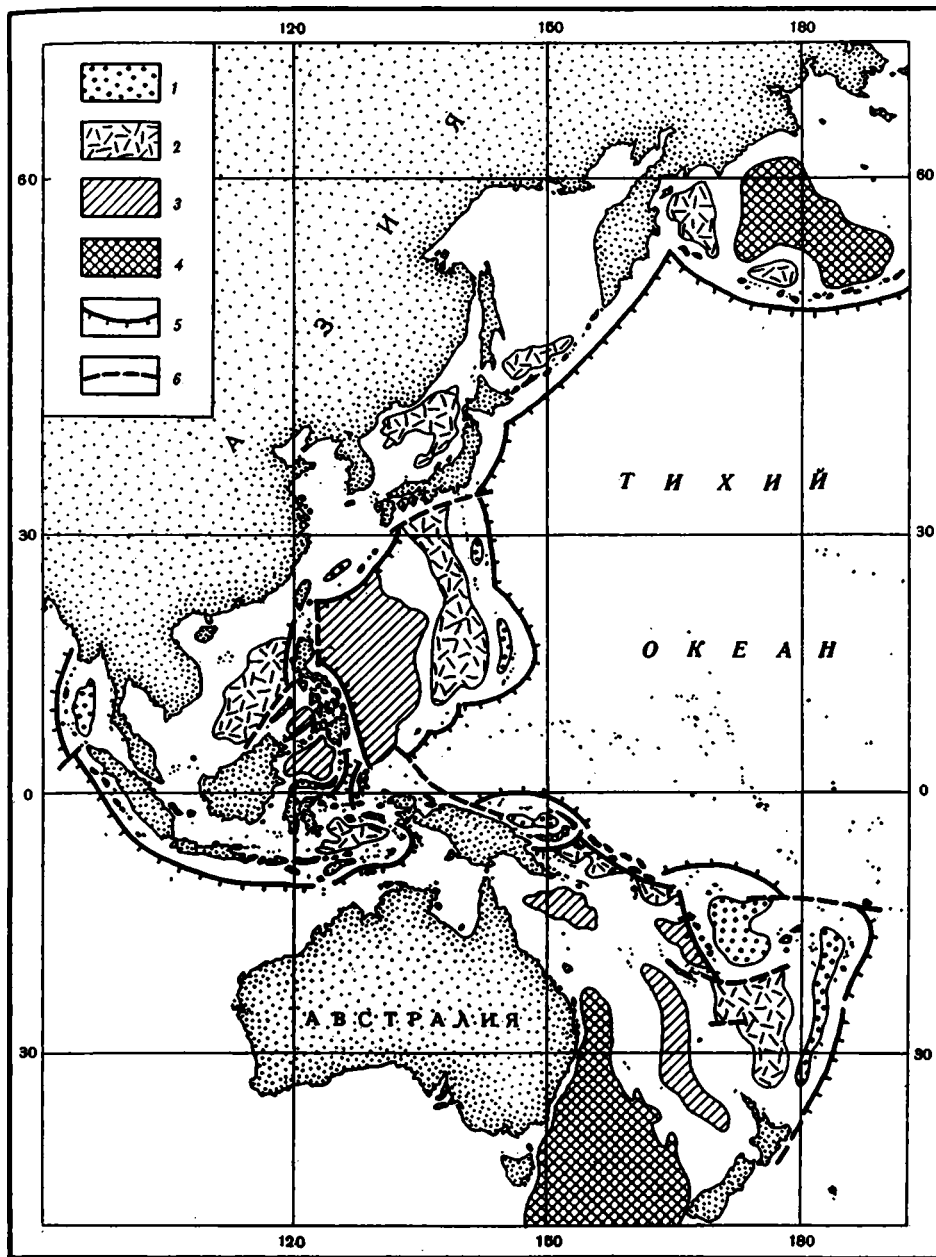


Рис. 13. Схема расположения тыловых и междугловых бассейнов с разновозрастной океанической корой в Юго-Восточной Азии и на западе Тихого океана

1—4 — возраст коры в котловинах: 1 — позднемиоценовый—четвертичный, 2 — позднеолигоценый—раннемиоценовый, 3 — эоценовый, 4 — позднемеловой; 5 — оси глубоководных желобов; 6 — главные сдвиговые границы

что инициирующую, а может быть, и решающую роль в этой ситуации играют флуктуации переменного поля напряжений сжатия и растяжения в верхних слоях литосферы, при которых декомпрессионный подъем вещества из недр в образующиеся зоны растяжения ведет к сопряженной генерации базальтовых магм и в конечном итоге формирует очередные центры спрединга.

БАЗАЛТЫ ВТОРОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СЛОЯ КОРЫ В КОТЛОВИНАХ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Петрографические особенности базальтов, формирующих второй слой океанической коры в краевых котловинах, довольно отчетливо связаны с их принадлежностью к спрединговым или постспрединговым этапам магматизма. В первом случае при подводных трещинных излияниях образуются, как отмечалось, потоки и нагромождения пиллоу-лав. Соответственно структуры пород этих стадий меняются от стекловатых до вариолитовых и далее до полнокристаллических офитовых в зависимости от того, какую часть разреза лавовой подушки представляет образец. Среди базальтов постспрединговых стадий преобладают массивные, полнокристаллические и более грубозернистые разновидности, что связано с меньшей скоростью затвердевания магм при внедрении в толщи лав и пород осадочного чехла.

Главными породообразующими минералами толеитовых базальтов, возникающих на стадиях спрединга, являются оливин, плагиоказ и клинопироксен, а акцессорные минералы представлены хромшпинелидами и титаномагнетитом.

Оливины присутствуют в трех структурных позициях: в виде достаточно крупных порфирированных выделений, как микрофеннокристаллы, и в виде мелких зерен в основной массе пород. Содержание форстеритовой молекулы меняется в них от 89,4 до 72,1% с наиболее часто встречающимся значением Fo_{83-87} . Наиболее магнезиальные составы типичны для внутренних зон крупных вкрапленников, а менее магнезиальные — для оливинов из основной массы пород. Представительные анализы оливинов из указанных структурных позиций приведены в табл. 1. Использование критерия Редера—Эмсли показывает, что в большинстве случаев составы оливинов равновесны по отношению к окружающему стекловатому базису пород, однако часть наиболее магнезиальных оливинов, несомненно, является ксенокристаллами, захваченными из глубинных магматических камер.

Плагиоклазы, представляющие второй главный минерал в ассоциациях фенокристаллов и в основной массе рассматриваемых пород, меняют свой состав от битовнита до андезина в зависимости от принадлежности к ранней, промежуточной или поздней стадии кристаллизации (см. табл. 1).

Клинопироксены в базальтах спрединговых этапов наблюдаются преимущественно в составе основной массы пород. В структурной позиции вкрапленников они наблюдаются только в гломеропорфирированных выделениях совместно с плагиоклазом или оливином одновременно. Общий диапазон изменения их составов заключается между типичными салитами и авгит-ферроавгитами (см. табл. 1).

Акцессорные хромшпинелиды переменного состава (см. табл. 1) образуют в толеитах краевых бассейнов самостоятельные микрофеннокристаллы или же хорошо ограниченные микровключения в оливинах, плагиоклазах и иногда в клинопироксенах ранних генераций. Другие минералы акцессорной группы, титаномагнетиты, наоборот, принадлежат к числу наиболее поздних кристаллических фаз и присутствуют только в основной массе пород в виде мелких, обычно ксеноморфных выделений.

По составам оливинов и плагиоклазов базальты спрединговых и постспрединговых стадий мало контрастны. Известные данные для оливинов в последних типах базальтов указывают на диапазон форстеритового минала от 76 до 85%, а содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах меняется в интервале An_{82-30} . Однако клинопироксены в постспрединговых базальтах часто обнаруживают буроватую окраску и отчет-

Таблица 1

**Характерные составы главных минеральных фаз
в срединговых базальтах краевых абиссальных котловин**

| Компонент | 1 | 2 | 3 | Характеристика минералов | |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--|--|
| Оливины | | | | | |
| SiO ₂ | 39,06 | 39,27 | 38,17 | 1. Крупный фенокристалл из оливинпорфирового базальта, Марианский трог, р-н 20° с.ш. | |
| FeO | 10,86 | 14,60 | 22,51 | | |
| MnO | 0,14 | 0,30 | 0,51 | | |
| MgO | 48,58 | 45,41 | 39,17 | 2. Микрофенокристалл в базальтовом стекле, там же, скв. 454. | |
| CaO | 0,28 | 0,27 | 0,28 | | |
| NiO | 0,25 | 0,28 | — | 3. Зерно оливина в основной массе базальта, котловина Шикоку, скв. 444. | |
| Сумма | 99,17 | 99,13 | 100,64 | | |
| Fo | 88,9 | 84,8 | 75,6 | | |
| Плагиоклазы | | | | | |
| SiO ₂ | 48,60 | 52,51 | 53,08 | 1. Ядро фенокристалла, Марианский трог, скв. 446. | |
| Al ₂ O ₃ | 32,57 | 29,94 | 29,17 | | |
| FeO | 0,36 | 0,48 | 0,75 | 2. Лейсты плагиоклаза в основной массе, Марианский трог, скв. 454. | |
| MgO | 0,15 | 0,22 | 0,17 | | |
| CaO | 16,45 | 13,51 | 12,02 | 3. Внешняя кайма микролита плагиоклаза в основной массе, котловина Шикоку, скв. 444. | |
| Na ₂ O | 1,52 | 2,45 | 4,78 | | |
| K ₂ O | — | 0,05 | 0,10 | | |
| Сумма | 99,65 | 99,16 | 100,07 | | |
| An | 86 | 75 | 58 | | |
| Хромшпинелиды | | | | | |
| TiO ₂ | 0,40 | 0,80 | 0,43 | 1. Микровключение в оливине, Марианский трог, скв. 454. | |
| Al ₂ O ₃ | 34,90 | 25,05 | 24,39 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 29,12 | 36,88 | 42,16 | 2. Микровключение в плагиоклазе, Западно-Филиппинская котловина, скв. 447. | |
| Fe ₂ O ₃ | 7,09 | 8,13 | 4,30 | | |
| FeO | 11,26 | 13,65 | 14,02 | 3. Микровключение в оливине, Западно-Филиппинская котловина, скв. 447. | |
| MnO | 0,17 | 0,20 | 0,40 | | |
| MgO | 17,31 | 14,84 | 14,45 | | |
| Сумма | 100,25 | 99,55 | 99,85 | | |
| Клинопироксены | | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | |
| SiO ₂ | 52,26 | 50,99 | 51,50 | 50,11 | 1. Микролит пироксена в основной массе, котловина Лау. |
| TiO ₂ | 0,22 | 0,52 | 0,72 | 1,41 | |
| Al ₂ O ₃ | 2,61 | 3,42 | 3,25 | 2,39 | 2. Микролит пироксена в базальтовом стекле, котловина Лау. |
| FeO | 3,74 | 10,96 | 6,40 | 13,38 | |
| MnO | 0,10 | 0,35 | 0,17 | 0,60 | 3. Микролит пироксена в варнолитовом базальте, Марианский трог. |
| MgO | 18,05 | 20,18 | 17,21 | 12,75 | |
| CaO | 22,27 | 12,90 | 19,73 | 18,53 | 4. Внешняя зона микролита из основной массы долеритовой структуры, котловина Шикоку. |
| Cr ₂ O ₃ | 0,84 | 0,04 | 0,37 | — | |
| Сумма | 100,09 | 99,37 | 99,35 | 99,17 | |
| En | 49,9 | 56,7 | 49,2 | 38,0 | |
| Fs | 5,8 | 17,3 | 10,2 | 22,0 | |
| Wo | 44,3 | 26,0 | 40,6 | 40,0 | |

Примечание. Кроме авторских данных, в таблице использованы результаты работ [Hawkins, Melchior, 1985; Preliminary..., 1985; Klein, Kobayshi et al., 1980].

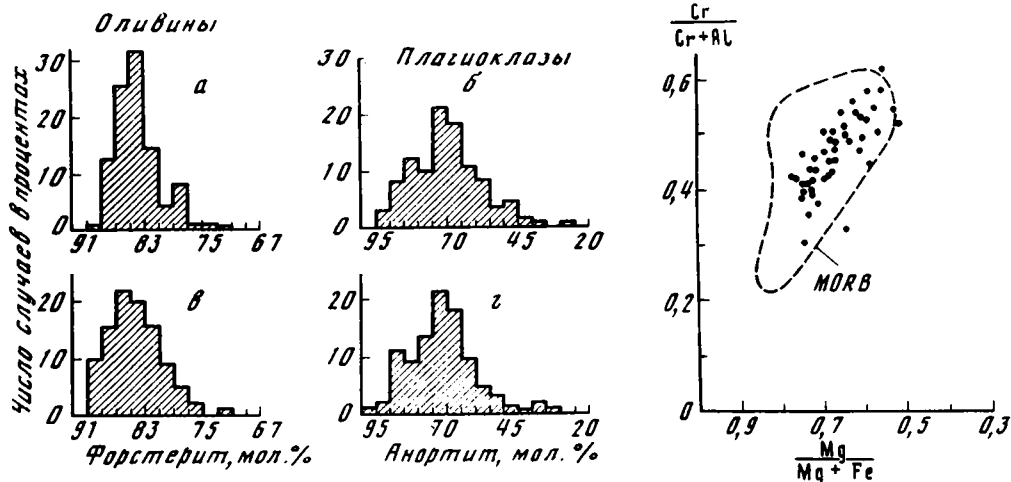


Рис. 14. Особенности составов оливина и плагиоклаза в базальтах из срединно-океанических (а, б — по: [Dmitriev et al., 1985]) и краевых (в, з) зон спрединга

Рис. 15. Вариации составов хромшпинелидов в базальтах из краевых зон спрединга (контур для тех же минералов в MORB по: [Dick, Bullen, 1984])

ливый плеохроизм, отражая повышенные содержания титана и щелочей в своем составе. Определявшиеся содержания TiO_2 в них заключены в интервале 1,04–3,89%, тогда как в тех же минералах из базальтов первого типа диапазон равен 0,17–1,39%. Наряду с этим для базальтов постспрединговых стадий отмечалось присутствие ряда второстепенных и аксессуарных минералов, не наблюдавшихся в первом типе пород. К ним принадлежат титанистая роговая обманка (керсутит), анортоклаз, биотит, ильменит и апатит. В породах постспредингового силла, пробуренного скв. 444 в котловине Шикоку, обнаружен анальцим — один из типоморфных минералов настоящих щелочных лав.

Базальты постспрединговых стадий играют подчиненную роль в строении коры котловин окраинных морей, и на современном уровне геологического опробования этих структур известно сравнительно ограниченное число их разновидностей, явно уступающее тому многообразию типов пород, которое известно для океанических островов, подводных гор и поднятий. Тем не менее общая тенденция к появлению субщелочных и щелочных базальтовых магм на этой стадии достаточно очевидна.

Для толеитов спрединговых этапов объем существующей информации неизмеримо шире и позволяет уже сейчас говорить об их петрографической идентичности толеитам срединно-океанических хребтов. Наглядным подтверждением этому могут служить те обобщения по составам главных минеральных фаз пород, которые приведены на рис. 14 и 15, а также одинаковый набор их петрографических разновидностей.

Процессы фракционирования и кумуляции оливинов и плагиоклазов, представляющих главные ликвидусные фазы в описанных базальтах, оказывают существенное влияние на их химический состав. Например, в результате преимущественного обогащения пород плагиоклазом в них отчетливо увеличивается пропорция Al_2O_3 относительно других породообразующих окислов, а кумуляция оливина ведет к первоочередному росту концентрации MgO (табл. 2). Соответственно базальты порфировой структуры трудно использовать для целей петрохимической классификации породивших их магм. Задача значительно упрощается, если применять для этих целей данные по составам афировых пород и базальтовых стекол.

В серии публикаций Л.В. Дмитриева и его коллег [1979; 1985], обобщивших огром-

Таблица 2

Составы базальтов срединговых стадий, отражающие влияние процессов фракционной кристаллизации магм на петрохимические особенности пород

| Компоненты | Порфировые базальты с кумулятивным плагиоклазом | | Порфировые базальты с кумулятивным оливином | | | Дифференцированные афировые базальты и базальтовые стекла | | |
|--------------------------------|---|-------|---|-------|-------|---|-------|------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 48,28 | 50,21 | 48,00 | 48,61 | 48,65 | 49,80 | 52,10 | 54,10 |
| TiO ₂ | 0,77 | 1,55 | 0,84 | 0,81 | 1,44 | 1,63 | 1,02 | 1,60 |
| Al ₂ O ₃ | 23,76 | 22,79 | 15,97 | 13,90 | 11,71 | 16,74 | 18,95 | 16,37 |
| FeO* | 5,53 | 5,69 | 9,88 | 8,32 | 14,62 | 10,92 | 6,61 | 9,50 |
| MnO | 0,03 | 0,04 | 0,16 | 0,12 | 0,18 | 0,19 | 0,20 | 0,19 |
| MgO | 8,30 | 8,51 | 11,81 | 13,97 | 14,78 | 4,61 | 4,45 | 4,66 |
| CaO | 9,53 | 7,56 | 11,86 | 10,89 | 7,89 | 12,68 | 13,88 | 8,98 |
| Na ₂ O | 2,55 | 3,13 | 2,38 | 2,27 | 1,83 | 2,71 | 2,34 | 3,76 |
| K ₂ O | 0,13 | 0,36 | 0,05 | 0,14 | 0,20 | 0,42 | 0,16 | 0,55 |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,16 | 0,05 | 0,08 | 0,17 | 0,30 | 0,30 | 0,2 ⁸ |
| mg' | 0,73 | 0,73 | 0,68 | 0,75 | 0,64 | 0,43 | 0,54 | 0,47 |

Примечание. Исходные данные пересчитаны на "сухой остаток" с суммой 100%; FeO* суммарное железо в пересчете на закисную форму; mg' = Mg/(Mg + Fe²⁺); 1-8 — образцы: 1 — 456A-12-2/6-9, Марианский трог; 2 — 1398-3, котловина Паресе Вела; 3 — 447A-24-2/125, Западно-Филиппинская котловина; 4 — 454-5-4/16-18, Марианский трог; 5 — 443-58-3/29, котловина Шикоку; 6 — 442B-11-1/146, там же; 7 — 454-8-1/17, Марианский трог; 8 — PA a-25-1, котловина Лау.

ный материал по составам базальтовых стекол ложа океанов, было показано, что, несмотря на узкий диапазон петрохимических характеристик, они распадаются на ряд групп, главные из которых авторы обозначили как TOP-1 и TOP-2. Основной петрологический вывод цитируемых работ заключается в том, что составы стекол каждой из групп отражают последовательные стадии эволюции двух родоначальных магм, выплавляющихся на разных уровнях глубины из лецолитового вещества верхней мантии. Сами первичные расплавы различаются при этом по магниальности и уровням концентраций щелочей и глинозема. Особенно четким критерием отличия двух групп стекол является разный уровень концентрации в них TiO₂, сохраняющийся более высоким в сериях TOP-2 по сравнению с TOP-1 на всех стадиях магматической дифференциации.

В табл. 3 даны выборки анализов, характеризующих составы базальтовых стекол в четырех разных участках дна абиссальных котловин окраинных морей. Две выборки относятся к породам центральной зоны Марианского трога, третья описывает составы стекол в одном из районов котловины Лау, а четвертая — стекла из базальтовой толщи, вскрытой скв. 447 у восточной окраины Западно-Филиппинской котловины. Приведенные группы анализов для каждого конкретного региона характеризуют генетически взаимосвязанные серии составов тех фракций магм, которые извергались в соответствующих районах. В пределах каждой из них с увеличением индекса дифференцированности пород $f^1 = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ отчетливо возрастают содержания кремнезема, железа, марганца, щелочей, титана и фосфора и столь же закономерно снижаются концентрации глинозема, магния и кальция. Обе тенденции отражают ведущую роль фракционирования оливина и плагиоклаза в процессах фракционной кристаллизации рассматриваемых магм и общую их принадлежность к толеитовым типам базальтовых расплавов.

Таблица 3

**Составы базальтовых стекол, характеризующие
последовательные стадии дифференциации толеитовых магм
в краевых центрах спрединга**

| Регион | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO* |
|--|------------------|------------------|--------------------------------|-------|
| Марианский трог, район 20° с.ш., петрохимический тип TOP-2 [Preliminary..., 1985] | 50,55 | 0,97 | 17,55 | 7,05 |
| | 51,30 | 1,14 | 16,90 | 7,76 |
| | 51,10 | 1,42 | 16,16 | 8,65 |
| | 52,19 | 1,76 | 15,88 | 9,19 |
| | 52,53 | 1,91 | 15,46 | 9,49 |
| Марианский трог, район скв. 454; 18° с.ш., петрохимический тип TOP-2 | 51,65 | 0,87 | 16,59 | 7,44 |
| | 52,01 | 1,17 | 16,87 | 7,89 |
| | 52,10 | 1,27 | 16,35 | 8,63 |
| | 52,06 | 1,50 | 15,82 | 9,29 |
| | 52,26 | 1,77 | 15,74 | 9,80 |
| Западно-Филиппинская котловина, скв. 447, петрохимический тип TOP-1 [Kroenke, Scott et al., 1980] | 48,87 | 0,83 | 17,37 | 8,52 |
| | 51,16 | 0,88 | 15,46 | 8,66 |
| | 51,10 | 1,03 | 14,90 | 10,11 |
| | 51,65 | 1,32 | 14,22 | 11,30 |
| Осевая зона котловины Лау, петро- химический тип TOP-1 [Hawkins, Mel- hior, 1985; Volpe et al., 1987] | 48,51 | 0,70 | 16,90 | 9,54 |
| | 50,65 | 0,77 | 15,93 | 9,20 |
| | 50,60 | 1,11 | 14,90 | 11,19 |
| | 50,69 | 1,26 | 14,30 | 11,97 |
| Сравнимые по составу стекла типов TOP-2 и TOP-1 из Срединно-Атлан- тического хребта [Melson et al., 1976] | 49,74 | 1,11 | 17,51 | 8,36 |
| | 51,45 | 1,78 | 15,11 | 10,28 |
| | 49,45 | 0,70 | 16,78 | 9,27 |
| | 51,40 | 1,24 | 14,60 | 11,34 |

По предложенным критериям дискриминации [Суцевская и др., 1983] обе выборки составов стекол из Марианского трога относятся к группе TOP-2, а из Западно-Филиппинской котловины и котловины Лау к TOP-1. Степень сходства и различий между ними хорошо иллюстрирует график изменения концентраций TiO₂ от значения показателя дифференцированности пород (рис. 16). Этот график, где для сравнения приведены составы стекол из двух районов Срединно-Атлантического хребта, взятые из каталога У. Мэлсона и др. [Melson et al., 1976], дает основание сделать вывод, что общий диапазон петрохимических параметров, возникающих при фракционировании толеитовых расплавов в областях срединно-океанических и краевых зон спрединга, фактически одинаков. Этот вывод прекрасным образом согласуется с приведенными выше свидетельствами об одинаковых диапазонах изменения составов всех главных порообразующих минералов в базальтах тех и других структурно-тектонических зон.

Принадлежность базальтов спрединговых формаций к единым петрохимическим типам, сериям и группам находит отражение и при другом способе обобщения существующих фактических данных. В табл. 4 сведены средние составы толеитовых базальтов для 12 различных по времени формирования и региональному положению котловин окраинных морей. Они, несмотря на всю неоднородность фактической основы, показывают, что магматизм в разных котловинах с петрохимической точки зрения весьма однороден. Как показывает расчет среднего для всех котловин, вместе взятых, относительные величины стандартных отклонений для главных петрогенных

| MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | $f^1 = \frac{Fe}{Fe + Mg}$ |
|--------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|----------------------------|
| 0,13 | 8,61 | 11,96 | 2,84 | 0,22 | 0,12 | 0,31 |
| 0,14 | 7,87 | 11,76 | 2,83 | 0,19 | 0,10 | 0,36 |
| 0,17 | 7,15 | 11,46 | 3,46 | 0,28 | 0,16 | 0,40 |
| 0,17 | 6,14 | 10,37 | 3,74 | 0,32 | 0,24 | 0,46 |
| 0,19 | 5,98 | 10,00 | 3,84 | 0,34 | 0,26 | 0,47 |
| 0,12 | 8,19 | 12,18 | 2,65 | 0,21 | 0,10 | 0,34 |
| 0,14 | 6,98 | 11,93 | 2,63 | 0,25 | 0,13 | 0,39 |
| 0,15 | 6,95 | 11,32 | 3,01 | 0,19 | 0,15 | 0,41 |
| 0,15 | 6,52 | 10,78 | 3,29 | 0,29 | 0,18 | 0,44 |
| 0,17 | 6,02 | 10,28 | 3,50 | 0,33 | 0,19 | 0,48 |
| 0,14 | 9,21 | 12,57 | 2,39 | 0,04 | 0,06 | 0,34 |
| 0,15 | 8,58 | 12,99 | 1,94 | 0,09 | 0,09 | 0,36 |
| 0,16 | 8,03 | 12,41 | 2,09 | 0,06 | 0,11 | 0,41 |
| 0,20 | 7,12 | 11,69 | 2,30 | 0,08 | 0,12 | 0,47 |
| 0,19 | 8,93 | 12,77 | 2,42 | 0,01 | 0,03 | 0,37 |
| 0,20 | 7,45 | 13,48 | 2,12 | 0,11 | 0,09 | 0,41 |
| 0,22 | 6,85 | 12,20 | 2,73 | 0,09 | 0,11 | 0,48 |
| 0,25 | 6,73 | 11,72 | 2,88 | 0,08 | 0,09 | 0,51 |
| (0,15) | 8,75 | 11,44 | 2,65 | 0,17 | 0,13 | 0,35 |
| (0,19) | 7,10 | 10,70 | 3,03 | 0,17 | 0,19 | 0,45 |
| (0,20) | 8,83 | 12,59 | 2,07 | 0,06 | 0,05 | 0,37 |
| (0,22) | 6,77 | 11,68 | 2,34 | 0,20 | 0,10 | 0,48 |

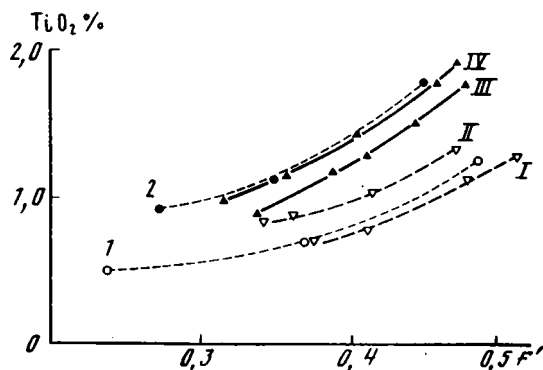


Рис. 16. Изменение содержаний TiO_2 в базальтовых стеклах краевых (треугольники) и срединно-океанических (кружки) центров спрединга в зависимости от индекса железистости f^1 , отражающего степень дифференцированности закалявшихся фракций магмы

Темные значки — серии стекол, принадлежащих к TOP-2, светлые — к TOP-1 по классификации Л.В. Дмитриева и др. (пояснения см. в тексте). Исходные данные для отдельных серий, помеченных цифрами, приведены в табл 3

Таблица 4

**Средние составы базальтов и базальтовых стекол
спрединговых стадий магматизма из различных по возрасту
и региональному положению котловин окраинных морей (по: [Мараськин, 1987])**

| Возраст котловин | Регион | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ |
|--|--|------------------|------------------|--------------------------------|
| Позднемиоценовый— современный | Марианский трог | 50,72 | 1,24 | 16,58 |
| | Северо-Фиджийское плато | 50,27 | 1,24 | 15,96 |
| | Котловина Лау | 49,13 | 1,01 | 16,31 |
| | Море Скоша | 51,49 | 1,41 | 14,48 |
| Позднеолигоцен- ый—раннемиоце- новый | Котловина Шикоку | 50,51 | 1,47 | 16,35 |
| | Котловина Паресе Вела | 49,60 | 1,27 | 17,15 |
| | Южно-Фиджийская котловина | 50,58 | 1,37 | 16,93 |
| | Командорская котловина | 50,43 | 1,80 | 16,85 |
| Эоценовый | Западно-Филиппинская кот- ловина | 48,55 | 1,11 | 16,77 |
| | Коралловое море | 50,33 | 0,92 | 17,83 |
| | Ново-Гебридская котловина | 50,65 | 1,54 | 17,12 |
| Позднемеловой | Карибское море | 49,61 | 1,32 | 15,92 |
| Среднее для базальтов краевых зон спрединга | | 50,18 (0,86) | 1,30 (0,25) | 16,49 (0,88) |
| | Среднее для базальтов ложа океана | 50,20 (1,5) | 1,19 (0,5) | 15,97 (1,60)♣ |
| Среднее для базальтовых стекол краевых зон спрединга | | 51,34 (1,08) | 1,28 (0,30) | 16,25 (0,96) |
| | Среднее для базальтовых стекол ложа океана | 50,53 | 1,56 | 15,27 |

Примечание: Суммы окислов приведены к 100%; FeO* — суммарное железо в пересчете на FeO; в скобках — величины стандартных отклонений.

Таблица 5

**Средние составы постспрединговых базальтов из различных по возрасту
и региональному положению котловин окраинных морей (по: [Мараськин, 1987])**

| Возраст котловин | Регион | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ |
|--|---|------------------|------------------|--------------------------------|
| Позднемиоценовый—со- временный | Море Бисмарка | 50,99 | 2,03 | 15,04 |
| | Котловина Лау | 52,47 | 1,71 | 17,60 |
| Позднеолигоцен- ый—раннемиоцено- вый | Котловина Шикоку, скв. 444 | 50,29 | 2,02 | 16,65 |
| | Южно-Фиджийская котловина, скв. 285 | 52,91 | 2,52 | 15,92 |
| Эоценовый | Западно-Филиппинская кот- ловина, скв. 446 и 292 | 50,13 | 3,73 | 14,12 |
| Позднемеловой | Карибское море, скв. 151 и 152 | 49,77 | 2,14 | 14,97 |
| Средний состав базальтов постспрединговой стадии | | 51,09 (1,30) | 2,36 (0,72) | 15,72 (1,27) |
| | Средние составы гавай- ских лав: | | | |
| толеиты, | | 50,0 | 2,5 | 14,1 |
| щелочные оливни- вые базальты | | 46,0 | 3,0 | 14,9 |

Примечание. Содержание окислов приведено к сумме 100% в пересчете на сухой остаток FeO* — суммарное железо в пересчете на FeO; в скобках — величины стандартных отклонений.

| FeO* | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|----------------|----------------|----------------|-----------------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| 8,45 | 0,14 | 7,83 | 11,64 | 2,88 | 0,39 | 0,13 |
| 10,00 | 0,10 | 6,90 | 11,64 | 2,78 | 0,31 | 0,10 |
| 8,70 | 0,20 | 9,36 | 12,89 | 2,21 | 0,12 | 0,07 |
| 9,75 | 0,21 | 8,48 | 11,07 | 2,49 | 0,47 | 0,15 |
| 9,05 | 0,15 | 7,51 | 11,58 | 2,89 | 0,25 | 0,13 |
| 9,69 | 0,17 | 6,70 | 12,05 | 2,92 | 0,29 | 0,13 |
| 8,84 | 0,15 | 7,48 | 11,39 | 2,75 | 0,31 | 0,20 |
| 9,47 | 0,35 | 6,36 | 11,23 | 2,97 | 0,24 | 0,30 |
| 10,57 | 0,20 | 8,41 | 11,80 | 2,17 | 0,30 | 0,12 |
| 7,95 | 0,07 | 9,23 | 11,12 | 2,15 | 0,28 | 0,05 |
| 9,59 | 0,12 | 7,79 | 10,25 | 2,46 | 0,39 | 0,09 |
| 10,84 | 0,17 | 7,79 | 11,92 | 2,25 | 0,10 | 0,10 |
| 9,46 (0,87) | 0,17 (0,07) | 7,85 (0,97) | 11,56 (0,67) | 2,56 (0,33) | 0,29 (0,11) | 0,13 (0,07) |
| 9,22 (3,0) | 0,16 (0,03) | 8,40 (2,3) | 12,07 (1,4) | 2,45 (0,49) | 0,21 (0,21) | 0,12 (0,05) |
| 9,05 (0,94) | 0,20 (0,11) | 7,16 (0,90) | 11,59 (0,78) | 2,79 (0,45) | 0,20 (0,11) | 0,14 (0,04) |
| 10,46 | — | 7,47 | 11,49 | 2,62 | 0,16 | 0,13 |

| FeO* | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|-----------------|----------------|----------------|----------------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| 12,02 | 0,20 | 5,79 | 10,45 | 2,58 | 0,65 | 0,25 |
| 7,82 | 0,15 | 5,35 | 10,17 | 3,23 | 1,09 | 0,40 |
| 8,16 | 0,16 | 7,09 | 9,14 | 3,93 | 2,42 | 0,15 |
| 8,44 | 0,54 | 6,85 | 8,37 | 3,53 | 0,62 | 0,29 |
| 12,72 | 0,21 | 5,51 | 9,35 | 3,10 | 0,70 | 0,44 |
| 13,12 | 0,14 | 6,62 | 9,09 | 2,58 | 1,36 | 0,22 |
| 10,38 (2,49) | 0,23 (0,15) | 6,20 (0,74) | 9,43 (0,76) | 3,16 (0,53) | 1,14 (0,69) | 0,29 (0,11) |
| 11,3 | 0,2 | 8,5 | 10,4 | 2,3 | 0,4 | 0,2 |
| 13,0 | 0,2 | 7,9 | 10,6 | 3,0 | 1,0 | 0,4 |

компонентов не превышают 12,5%, что очень немного и в принципе сопоставимо с погрешностями самого силикатного анализа.

Какие-либо определенные тренды в изменении составов магм в зависимости от возраста и регионального положения котловин явно отсутствуют. Так, наиболее близкими аналогами молодых пород Северо-Фиджийской котловины оказываются не близкие по возрасту базальты соседней котловины Лау, а верхнемеловые толеиты далекой удаленной от нее котловины Карибского моря.

Рассчитанный средний состав базальтов для всех котловин по любому из петрогенных компонентов не имеет статистически значимых отличий от среднего состава океанских толеитов по данным К. Ведеполя на 1980 г. [Wedepohl, 1981]. Столь же близки между собой и средние составы базальтовых стекол, охарактеризованных в краевых абиссальных котловинах достаточно представительной выборкой в 167 анализов.

Данные о средних химических составах пород постспрединговых этапов магматизма в краевых котловинах приведены в табл. 5. От толеитовых базальтов спрединговых стадий они отличаются прежде всего более высокими содержаниями щелочей (особенно калия), титана, железа и фосфора, а также заметно большими дисперсиями концентраций всех компонентов.

Не совсем обычно в них и соотношение между отдельными группами петрогенных окислов, затрудняющее безоговорочное определение петрохимического типа. Так, по концентрациям щелочей многие разновидности близки к щелочным базальтам, но содержание кремнезема остается при этом на уровне толеитов. Эта особенность сохраняется и в расчетном среднем составе базальта данной группы (см. табл. 5).

Породы с подобными характеристиками отмечались и среди базальтов срединно-океанических хребтов, что не позволяет рассматривать их как специфический тип образований только краевых котловин. Единые принципы и критерии классификации таких пород пока не разработаны, и одни исследователи считают их проявление магматизма "горячих точек", тогда как других выделяют в особый тип базальтов, возникающих при смешивании толеитовых и щелочных магм. Последняя идея, не сомненно, интересна, поскольку и в краевых котловинах и в срединных хребтах встречаются типы пород появляются сравнительно быстро за излияниями толеитов спрединговых этапов, тогда как настоящие щелочные магмы "горячих точек" типичны уже для древних областей океанической коры.

Анализируя особенности базальтов краевых и срединно-океанических зон спрединга, нельзя не обратить внимание на их аналогии в геохимическом отношении, в частности по относительной распространенности редкоземельных элементов (РЗЭ), широко используемых в качестве геохимических индикаторов генезиса магматических пород (рис. 17). Неоднородности спектров РЗЭ в толеитах океанского дна [Sun et al., 1979] легли в основу принятого их деления на три геохимических типа, обычно называемых нормальный, промежуточный и обогащенный в соответствии с терминологией, впервые употребленной Шиллингом [Schilling, 1975]. Характерной чертой базальтов нормального типа (Н-типа), названных так в силу частой встречаемости по сравнению с другими, является выраженный дефицит легких лантаноидов относительно средних и тяжелых, из-за чего кривые на графиках относительных концентраций имеют восходящую форму (см. рис. 17). Базальты обогащенного типа (О-типа), встречающиеся реже всех других, имеют обратный порядок концентраций РЗЭ и соответственно характеризуются на тех же графиках нисходящими кривыми. Переходные типы базальтов (П-тип), как нетрудно догадаться, занимают промежуточное положение между первыми двумя.

Средние концентрации РЗЭ и других редких элементов в разных геохимических типах базальтов из котловин окраинных морей приведены в табл. 6. В расчетных составах величины стандартных отклонений от среднего для большинства элементов не превышают 25–30%, свидетельствуя об относительно устойчивых геохимических осо-

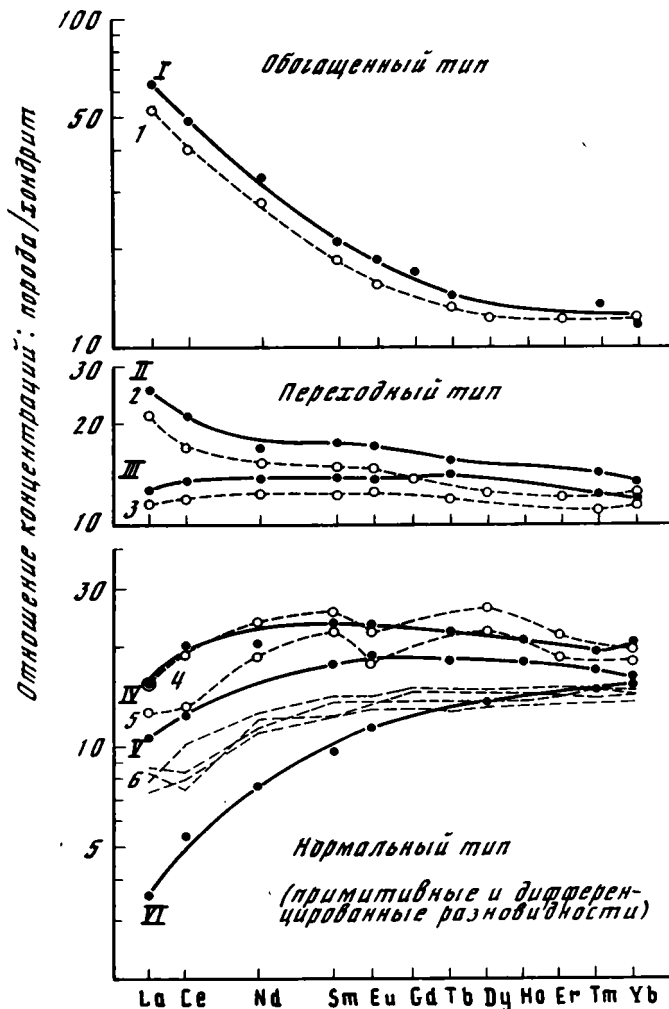


Рис. 17. Диаграммы, иллюстрирующие аналогию базальтов срединно-океанических (сплошные линии) и краевых (пунктир) центров спрединга по уровням относительной распространенности редкоземельных элементов (по: [Шараськин, 19876])

бенностях, выделенных и объединенных в соответствующие группы пород. Более высокие дисперсии средних значений свойственны только элементам, концентрации которых особенно резко меняются в процессе магматической дифференциации (Cr, Ni, Eu и некоторые другие), а также при вторичных изменениях пород (Rb, Sr, Ba, U).

Данные табл. 6 позволяют отметить также, что максимальные различия между базальтами Н-, П- и О-типа выражаются главным образом в разных уровнях распространенности наиболее некогерентных элементов, к которым относятся положенные в основу раздела легкие лантаноиды (La, Ce, Nd), а также Rb, Ba, Th, Zr, Hf. Очень незначительно меняются при этом концентрации иттрия, скандия и элементов группы железа (Cr, Co, Ni). В выборке обработанных данных частота встречаемости базальтов Н-, П- и О-типов в перечисленном порядке приблизительно соответствует пропорции 6:3:1. Рассчитанные по этим соотношениям средние концентрации редких элементов для базальтов краевых абиссальных котловин всех типов вместе оказались удивительно близкими к соответствующим оценкам средних содержаний элементов, существующим в литературе для базальтов ложа океана.

Таблица 6

Средние содержания редких и рассеянных элементов
в базальтах котловины окраинных морей, г/т (по: [Шараськин, 1987])

| Элементы | Базальты окраинных морей | | | | Средний океанский толеит | Лавы Гавайско-Империаторского хребта | |
|----------|--------------------------|-------------|------------|---------|--------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| | Н-тип | П-тип | О-тип | Среднее | | средний толеит | средний щелочной оливниновый базальт |
| La | 2,81±0,94 | 5,42±2,11 | 16,33±3,85 | 4,95 | 5,5±5,3 | 11,2±2,7 | 25,4±4 |
| Ce | 8,23±2,74 | 13,74±4,80 | 31,80±8,60 | 12,24 | 15,6±13,1 | 28,7±6,4 | 59,9±8,0 |
| Sm | 7,74±1,86 | 9,68±1,95 | 19,03±4,37 | 9,45 | 11,8±8,3 | 18,5±4,1 | 34,5±5,8 |
| Sm | 2,74±0,58 | 3,00±0,59 | 4,98±1,18 | 3,04 | 3,05±2,0 | 5,14±0,94 | 7,83±1,06 |
| Eu | 1,07±0,23 | 1,09±0,44 | 1,80±0,67 | 1,15 | 1,11±0,56 | 1,94±0,30 | 2,55±0,35 |
| Gd | 3,87±0,77 | 3,80±1,01 | 6,01±1,45 | 4,06 | 4,6±3,3 | (6,05) | 7,22±1,13 |
| Tb | 0,69±0,09 | 0,67±0,09 | 0,90±0,15 | 0,70 | 0,61±0,22 | 0,94±0,14 | 1,12±0,18 |
| Dy | 4,80±0,65 | 4,46±1,12 | 5,68±1,13 | 4,79 | 5,95±3,95 | 5,90±0,15 | 6,28±1,17 |
| Er | 3,12±0,46 | 2,90±0,76 | 3,62±0,88 | 3,10 | 3,38±1,3 | 2,74±0,26 | 2,89±0,72 |
| Yb | 2,98±0,40 | 2,80±0,82 | 3,39±0,80 | 2,97 | 3,29±1,96 | 2,26±0,31 | 2,29±0,63 |
| Y | 28±4,2 | 26±3,4 | 29±5,1 | 27 | 29±10,9 | 30±4,1 | 34±5,7 |
| Sc | 31±2,3 | 32±2,8 | 35±5,3 | 32 | 40±11 | 31±2,3 | 27,6±5,0 |
| Ga | 17±1,5 | 19±1,9 | 34±1,3 | 18 | 17±4 | — | — |
| Zr | 77±9 | 85±13 | 164±40 | 88 | 85±42,2 | 143±21 | 208±17 |
| Hf | 1,91±0,33 | 2,05±0,28 | 3,87±0,87 | 2,15 | 1,0±1,2 | 3,52±0,59 | 4,91±0,60 |
| Ta | 0,143±0,027 | 0,145±0,030 | (0,46) | 0,175 | 3,0±6,3 | 0,83±0,20 | 1,80±0,87 |
| Th | 0,23±0,07 | 0,42±0,10 | 1,71±0,49 | 0,44 | 0,75±1,07 | 0,75±0,14 | 2,11±0,33 |
| U | 0,18±0,17 | 0,13±0,12 | 0,56±0,26 | 0,20 | 0,12±0,12 | 0,19±0,08 | 0,58±0,14 |
| Rb | 4,0±2,1 | 4,8±3,0 | 11,2±2,9 | 4,96 | 4,9±5,1 | 3,93±4,6 | 16,1±3,3 |
| Sr | 143±24 | 196±88 | 295±98 | 174 | 134±65,7 | 281±47 | 475±120 |
| Ba | 22±11 | 60±37 | 161±83 | 47 | 48±51 | 92±43 | 250±76 |
| Cr | 240±62 | 287±107 | 174±49 | 248 | 317±285 | 290±160 | 74±44 |
| Co | 43±5,8 | 44±12 | (35) | 42,5 | 45±12 | 52±5,9 | 44±3,1 |
| Ni | 111±31 | 112±45 | 120±64 | 112 | 144±130 | 159±112 | 60±22 |
| Zn | 76±15 | 73±15 | (95) | 77 | 78±22 | 112±18 | 113±14 |

Примечание. В скобках — содержание элементов по единичным определениям (менее 5 анализов).

Следует отметить, что описанная система геохимической классификации океанских толеитов, принятая во многих современных публикациях, все же остается условной. Геохимические характеристики их крайних типов действительно контрастны, но среди пород с промежуточными признаками можно проследить всю гамму постепенных переходов. Единого мнения о том, где проходит граница между тем или иным типом, пока нет, и видимо, с этим связано то, что в существующих публикациях предлагаются заметно различающиеся между собой стандартные характеристики толеитов Н-типа. Это нередко сказывается на выводах, получаемых при интерпретации геохимических особенностей базальтов из древних вулканоплутонических ассоциаций в сравнении с современными аналогами. В таких случаях обязательно надо иметь в виду, что геохимические аномалии относительно взятого эталона сравнения могут и не означать отсутствия генетической связи исследуемых пород с магматизмом срединного типа, если они лежат в пределах тех отклонений, которые известны для всех разновидностей толеитов из современной системы срединно-океанических хребтов.

Таблица 7

**Геохимическая характеристика малодифференцированных афировых базальтов
и базальтовых стекол из краевых котловин**

| Компоненты, петрохимические индексы | Нормальные | | | Переходные | | Обога- щенные |
|---|------------|-------|-------|------------|-------|------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| SiO ₂ | 50,69 | 48,33 | 48,86 | 51,65 | 51,51 | 50,87 |
| TiO ₂ | 0,72 | 0,84 | 0,70 | 0,87 | 1,07 | 1,54 |
| Al ₂ O ₃ | 16,05 | 17,37 | 16,85 | 16,59 | 17,31 | 16,70 |
| FeO* | 8,00 | 8,75 | 9,54 | 7,44 | 7,66 | 8,31 |
| MnO | 0,14 | 0,15 | 0,19 | — | — | 0,16 |
| MgO | 10,28 | 9,46 | 8,93 | 8,19 | 7,61 | 8,45 |
| CaO | 12,36 | 12,65 | 12,77 | 12,21 | 11,95 | 10,57 |
| Na ₂ O | 1,46 | 2,26 | 2,12 | 2,65 | 2,73 | 3,05 |
| K ₂ O | 0,21 | 0,07 | 0,01 | 0,21 | 0,17 | 0,18 |
| P ₂ O ₅ | 0,09 | 0,09 | 0,03 | — | 0,12 | 0,17 |
| mg' | 0,70 | 0,66 | 0,63 | 0,66 | 0,64 | 0,65 |
| | TOP-1 | TOP-2 | TOP-1 | TOP-1 | TOP-2 | TOP-2 |
| Cr | 356 | 168 | 430 | 310 | — | 248 |
| Ni | 172 | 218 | 189 | 160 | — | 151 |
| Ba | 9 | 8 | 6,2 | 22 | 31 | 46 |
| Sr | 43 | 43 | 62 | 167 | 176 | 280 |
| Zr | 45 | — | 33 | 59 | — | 127 |
| Y | 14 | 23 | 20 | 26 | — | 25 |
| La | 0,8 | 1,4 | — | 4,0 | — | 12,1 |
| Ce | 2,8 | — | 4,56 | 10,0 | 10,5 | 21,8 |
| Nd | 3,4 | 4,4 | 5,52 | 6,9 | 8,64 | 10,8 |
| Sm | 1,6 | 1,8 | 2,31 | 2,3 | 2,65 | 2,4 |
| Eu | 0,67 | 0,82 | 0,90 | 0,95 | 1,03 | 0,84 |
| Tb | 0,51 | 0,52 | — | 0,53 | — | 0,46 |
| Er | — | — | 2,79 | — | 2,51 | — |
| Tm | 0,37 | 0,33 | — | 0,33 | — | 0,27 |
| Yb | 2,5 | 2,1 | 2,66 | 2,2 | 2,40 | 1,7 |
| Lu | 0,37 | — | — | 0,33 | 0,35 | 0,28 |

Примечание. 1-6 — образцы: 1 — 293-19-1/125-126, Западно-Филиппинская котловина, афировый базальт с редкими микрофенокристами оливина и шпинели (данные автора), 2 — 447-24-2/25-29, так же, афировый долерит [Закарнадзе и др., 1984], 3 — котловина Лау, базальтовое стекло [Hawkins, Melchior, 1985]; 4 — 454-8-1/17-21, Марианский трог, афировый оливиновый базальт (данные автора), 5 — M 1300, там же, базальтовое стекло [Hussong, Uyeda et al., 1981], 6 — 286-41-3/104-107, Новогребридская котловина, афировый оливиновый базальт (данные автора).

Для анализа магмогенезиса в самих зонах спрединга значительный интерес представляет факт отсутствия строгой и однозначной корреляции между петрохимическими и геохимическими особенностями извергаемых ими лав. Данные, показывающие, что среди базальтов одной петрохимической группы, например TOP-1 или TOP-2 (в классификации Л.В. Дмитриева), могут быть разновидности из разных геохимических классов, приведены в табл. 7 и доказаны на рис. 18. Они подобраны для высокомагнезиальных, слабодифференцированных афировых пород или базальтовых стекол и тем самым отражают различия в составах соответствующих расплавов, близких к исходным магмам.

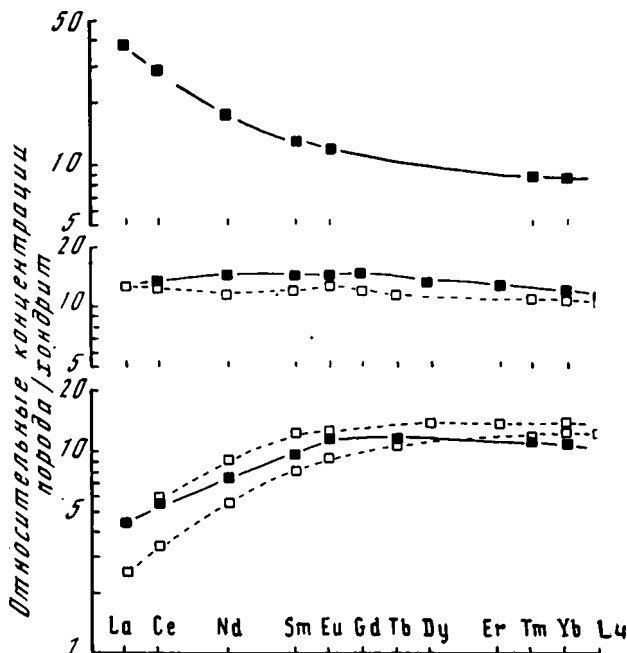


Рис. 18. Нормированные к хондриту концентрации редкоземельных элементов в высокомагнезиальных афирмовых базальтах и в базальтовых стеклах из краевых центров спрединга

Светлые значки — группа TOP-1, темные — TOP-2. Исходные данные приведены в табл. 7; пояснения см. в тексте

ИЗОТОПНЫЕ КРИТЕРИИ ГЕНЕТИЧЕСКОГО ЕДИНСТВА БАЗАЛЬТОВ КРАВВЫХ КОТЛОВИН И ЛОЖА ОКЕАНОВ

Известные к настоящему времени данные по распределению радиогенных и стабильных изотопов стронция в базальтах краевых котловин приведены в табл. 8. Величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для 78 образцов из 12 различных по возрасту и региональному положению котловин находятся в интервале 0,7020–0,7058, но подавляющее число определений (68 из 78) не превышает значения 0,703. Обе крайние величины относятся к породам котловины Лау в тылу основной дуги Тонга, и, таким образом, вряд ли имеет смысл пытаться обнаружить и обсуждать какие-либо закономерности по распределению отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в зависимости от возраста коры котловин и их региональной позиции.

Оценивая общий характер вариаций отношений изотопов стронция по гистрограммам (рис. 19), легко увидеть, что по диапазону значений и частоте встречаемости базальты краевых океанических бассейнов ничем не отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов. Практически одинаковы и расчетные средние величины отношений. Для пород краевых структур при осреднении 68 определений получена величина $0,70294 \pm 31$, а в базальтах срединно-океанических хребтов она составляет $0,70295 \pm 36$ для 146 образцов [Wedepohl, 1981] или, согласно расчетам автора по выборке из 181 анализа, — $0,70310 \pm 46$.

В последнее время при анализе происхождения базальтовых магм большое внимание уделяется закономерностям совместного распределения изотопов стронция и неодима. В этом отношении базальты обсуждаемых структурных областей изучены пока не очень детально. Представительные данные получены лишь для пород из котловин Филиппинского моря и котловины Лау, тогда как по другим регионам существуют лишь единичные анализы (табл. 9). Итоги исследований, тем не менее, уже сейчас до-

Таблица 8

**Сводные данные по изотопному составу стронция
в базальтах абиссальных котловин окраинных морей**

| Котловины | Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | | Число анализов |
|---|---|---------------------------|-------------------|
| | диапазон | среднестатисти- ческое | |
| Берингово море | 0,7024—0,70330 | 0,70284±28 | 9 |
| Западно-Филиппинская | 0,70254—0,70288 | 0,70268±15 | 7 |
| Паресе Вела—Шикоку | 0,70232—0,70319 | 0,70283±46 | 3 |
| Марианский трог | 0,70255—0,70333 | 0,70290±15 | 32 |
| Море Бисмарка | 0,70319 | Нет | 1 |
| Лау | 0,7020—0,7034 | 0,70301±44 | 8 |
| Карибское море | 0,70293—0,70325 | 0,70309 | 3 |
| Море Скоша | 0,70276—0,70322 | 0,70305±21 | 4 |
| Южно-Фиджийская | 0,70275—0,70298 | 0,70286 | 2 |
| Среднее для всех | 0,7020—0,7034 | 0,70294±31 | 68 |
| Среднее для MORB по К. Ведеполу [Wedepohl, 1981] | | 0,70295±36 | 146 |

Примечание. Таблица составлена на основании сводки данных, опубликованной автором [Шараськин, 1987], с добавлением новых результатов из работы [Volpe et al., 1987]; стандартные отклонения от среднего означают две последние значащие цифры.

Таблица 9

**Результаты параллельных определений изотопного состава стронция
и неодима в базальтах из котловин окраинных морей**

| Котловины | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | ϵ Nd | Источник данных | Котловины | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | ϵ Nd | Источник данных |
|----------------------|---------------------------------|---------------|-------------------------|-----------------|---------------------------------|---------------|---------------------------|
| Берингово море | 0,70276 | 7,2 | [Menzies, Murthy, 1980] | Марианский трог | 0,70296 | 10,8 | [Volpe et al., 1987] |
| То же | 0,70285 | 4,9 | То же | То же | 0,70297 | 10,1 | То же |
| " | 0,70251 | 7,6 | " | " | 0,70284 | 11,9 | " |
| " | 0,70319 | 7,8 | " | " | 0,70285 | 10,2 | " |
| " | 0,70331 | 7,4 | " | " | 0,70280 | 10,7 | " |
| Западно-Филиппинская | 0,70288 | 10,3 | [Cohen, O'Nions, 1982] | " | 0,70282 | 10,4 | " |
| Паресе Вела—Шикоку | 0,70319 | 8,2 | То же | " | 0,70282 | 11,2 | " |
| То же | 0,70300 | 10,8 | Настоящая работа | " | 0,70300 | 9,3 | " |
| " | 0,70232 | 10,2 | То же | Лау | 0,70282 | 10,8 | " |
| Марианский трог | 0,70300 | 8,3 | " | Бисмарка | 0,7051 | 8,1 | [Hawkins, Melchior, 1985] |
| То же | 0,70258 | 7,9 | " | Море Скоша | 0,70319 | 7,3 | [De Paolo, Johnson, 1979] |
| " | 0,70295 | 9,8 | [Volpe et al., 1987] | То же | 0,70276 | 9,6 | [Cohen, O'Nions, 1982] |
| " | 0,70294 | 10,2 | То же | " | 0,70301 | 9,2 | То же |
| " | 0,70287 | 10,7 | " | " | 0,70322 | 8,4 | " |
| " | 0,70299 | 9,9 | " | " | | | " |

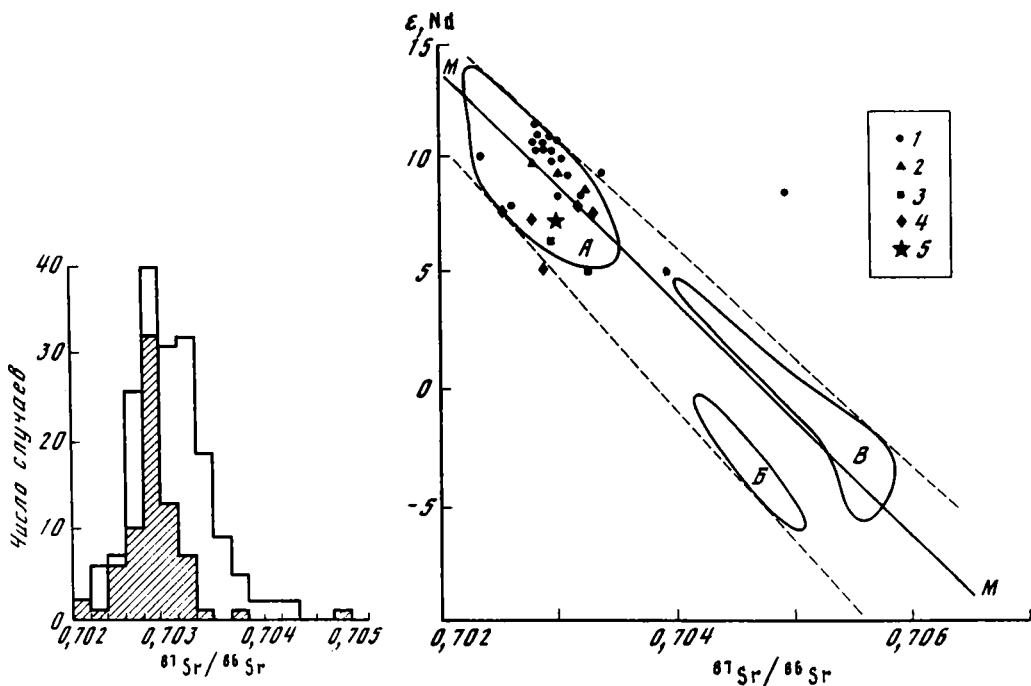


Рис. 19. Гистограммы, иллюстрирующие характер распределения изотопов стронция в базальтах срединно-океанических и краевых центров спрединга (светлый и заштрихованный контуры, соответственно)

Рис. 20. Изотопные составы неодаима и стронция в базальтах котловин окраинных морей и океанических регионов

1–5 – базальты из краевых котловин: 1 – Филиппинского моря; 2 – моря Скоша, 3 – Карибского моря, 4 – Берингова моря; 5 – моря Бисмарка; А–В – поля точек для базальтов: А – срединно-океанических хребтов, В – хребта Китовый в Южной Атлантике, В – о-ва Кергелен в Индийском океане; М–М – линия регрессии для пород мантийного генезиса и ее доверительные границы (пунктир) по данным Аллегре и др. [Allegre, Hart, Minster, 1983]

статочны однозначны. Они доказывают принадлежность всех исследованных образцов к производным мантийных магм (рис. 20) и полную аналогию их с базальтами срединных хребтов не только по величинам изотопных отношений стронция, но и параметра ϵNd , обнаруженный диапазон вариаций которого составляет 5,0–11,9. Единственное отклонение от "линии корреляции" изотопных параметров неодаима и стронция в мантийных производных, показанной на рис. 20, устанавливается лишь для одного из образцов из котловины Лау, который при $\epsilon Nd = +8,1$ имеет величину отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7051$ [Hawkins, Melchior, 1985]. Подобный характер отклонений обычно имеют образцы, контаминированные стронцием морской воды. Возможность такой контаминации подводных лав была доказана повторными определениями изотопного состава стронция в породах до и после выщелачивания их легко растворимых составных частей [Карпенко и др., 1984].

К числу важных петрогенетических индикаторов принадлежат также данные по изотопному составу свинца. В изученных автором совместно с Ю.Д. Пушкаревым образцах базальтов из котловин Филиппинского моря и Австрало-Меланезийского региона (табл. 10) свинцы с точки зрения изотопной геохимии принадлежат к группе "аномальных", т.е. тех, которые на корреляционных диаграммах изотопных пар свинца ложатся правее "нулевой" или хондритовой изохроны (рис. 21). В эти же области на

Таблица 10

Сводные данные по изотопному составу свинца
в базальтах из котловины окраинных морей

| Котловины | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | Источник данных |
|----------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|------------------------|
| Командорская | 18,06 | 15,42 | 37,36 | Настоящая работа |
| Западно-Филиппинская | 18,72 | 15,49 | 38,49 | То же |
| То же | 17,99 | 15,47 | 37,69 | " |
| " | 18,53 | 15,51 | 38,30 | " |
| " | 18,06 | 15,48 | 37,76 | " |
| " | 17,91 | 15,44 | 37,62 | [Cohen, O'Nions, 1982] |
| Паресе Вела—Шикоку | 18,18 | 15,54 | 37,62 | То же |
| То же | 17,84 | 15,39 | 37,27 | Настоящая работа |
| " | 18,85 | 15,54 | 38,40 | То же |
| " | 18,03 | 15,47 | 37,78 | " |
| " | 18,16 | 15,48 | 37,76 | " |
| " | 17,90 | 15,41 | 37,46 | " |
| " | 17,97 | 15,46 | 37,71 | " |
| Марианский трог | 18,52 | 15,52 | 37,96 | " |
| То же | 18,109 | 15,487 | 37,805 | [Meijer, 1976] |
| " | 18,192 | 15,442 | 37,778 | То же |
| Коралловое море | 18,01 | 15,50 | 37,72 | Настоящая работа |
| Новогбридская | 18,43 | 15,50 | 37,96 | То же |
| Южно-Фиджийская | 18,76 | 15,54 | 38,15 | " |
| То же | 18,74 | 15,51 | 38,21 | [Gill, 1984] |
| " | 18,91 | 15,54 | 38,43 | То же |
| Море Скоша | 18,09 | 15,50 | 37,68 | [Cohen, O'Nions, 1982] |
| То же | 17,96 | 15,55 | 37,99 | То же |
| " | 18,31 | 15,46 | 37,49 | " |

Примечание. Образцы, собранные автором, анализировались в КИ КолФАН СССР под руководством Ю.Д. Пушкарева.

диаграммах попадают свинцы вулканических пород других океанических регионов; от базальтов срединных хребтов до лав островов, подводных гор и поднятий.

Позиция, занимаемая породами океанских регионов на диаграммах, означает, что субокеаническая мантия в отличие от хондритов, свинцовые изотопные системы которых развивались изолированно с рубежа в 4,5 млрд лет назад, прошла определенную геохимическую эволюцию, разделившись на резервуары вещества с разными изотопными характеристиками. В связи с этим особенно важен тот факт, что базальты краевых океанических бассейнов попадают именно в ту область изотопных составов свинца, которую образуют на диаграммах базальты срединно-океанических хребтов (см. рис. 21).

Несколько более сложная картина вырисовывается при анализе данных по изотопам водорода, кислорода и благородных газов, исследования которых проведены пока в более ограниченных масштабах. А.Л. Девирцем совместно с автором в четырех образцах базальтовых стекол из Марианского трога и котловины Паресе Вела определены значения δD от $-90,3$ до $-72,5\%$. По данным Р. Пореды [Poreda, 1985], величина этого параметра в серии образцов их того же трога находится между $-46,0$ и $-32,2\%$, а в породах котловины Лау меняется от $-62,7$ до $-52,8\%$. Из последних данных очевидны значительные отклонения в сторону обогащения тяжелым изотопом водорода по сравнению с теми значениями δD , которые приняты характерными для базальтов срединных хребтов и составляют от -84 до -75% [Craig, Lupton, 1976]. В связи с этим Р. Поредя предположил, что исследованные им образцы из Марианского трога содержат

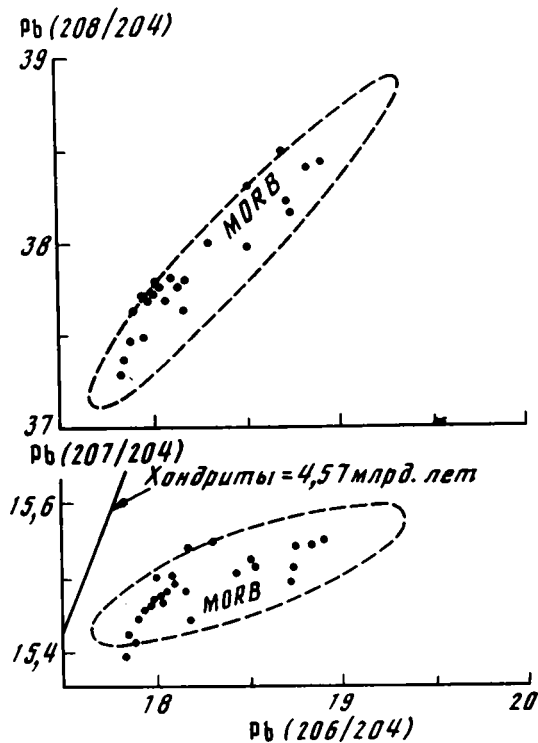


Рис. 21. Распределение изотопов свинца в базальтах краевых центров спрединга относительно поля точек для толеитов срединно-океанических хребтов (MORB)

водород, попавший в зоны магмообразования при дегидратации субдуцированных пород Тихоокеанской плиты, тогда как при развитии магматизма в котловине Лау такой контаминации почему-то не было.

Интерпретация Р. Пореды не лишена логики, но является предельно упрощенной. Утяжеление изотопного состава водорода может происходить и при взаимодействии малоглубинных очагов магмы с окружающей средой или в результате авометасоматических, гидротермальных или постмагматических изменений пород. Во взаимном фракционировании дейтерия и водорода существенную роль играют также температурные условия и общий характер процессов дегазации магм при их подъеме, дифференциации и излиянии на поверхность [Kyser, O'Neil, 1984]. В частности, согласно обобщениям последних авторов увеличение параметра δD является неизбежным следствием не только вторичных изменений пород, но и ухода летучих из магм в форме H_2 или CH_4 , что особенно вероятно как раз для расплавов состава океанических толеитов с восстановленным характером летучих компонентов. В связи с этим одни только данные по изотопному составу водорода нельзя считать без дополнительных доказательств решающим признаком контаминации мантии в краевых зонах спрединга продуктами дегидратации субдуцируемых плит.

В образцах базальтовых стекол из краевых котловин, не имеющих по петрографическим наблюдениям признаков вторичных изменений, замеренные величины $\delta^{18}O$ лежат в интервале от +5,60 до +6,98‰ ([Ito, Stern, 1981; Pineau et al., 1976] и авторские данные для 6 образцов из котловин Филиппинского моря). В породах с признаками изменений они увеличиваются до +7,5‰ и выше. Первый диапазон соответствует вариациям изотопного состава кислорода в магматических породах мантийного генезиса [Kyser et al., 1982] и практически совпадает с диапазоном +5,46 – +6,39‰ в базаль-

тах срединно-океанических хребтов [Pineau et al., 1976; Ito, Stern, 1981], подтверждая генетическое единство магматизма краевых и срединных зон спрединга.

Не менее показательны в этом отношении и данные по распространенности изотопов гелия. Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ меняется в базальтовых стеклах срединно-океанических хребтов от $3,5 \cdot 10^{-6}$ до $14 \cdot 10^{-6}$ [Allegre et al., 1983]. Наиболее часто определения попадают в интервал $9 \cdot 10^{-6}$ – $13 \cdot 10^{-6}$, а среднестатистическая величина, принятая сейчас в литературе, равна $12 \cdot 10^{-6}$ [Азбель, Толстихин, 1984]. В стеклах и породах из Марианского трога и котловины Лау диапазон отношений $^3\text{He}/^4\text{He} = (7,2 \pm 11,6) \cdot 10^{-6}$ [Poreda, 1985; Preliminary..., 1985], и указанные авторы вполне обоснованно делают вывод об отсутствии признаков отличия исследованных ими образцов от пород срединных хребтов по распространенности изотопов гелия.

Относительно других благородных газов пока известны только первые данные по распространенности изотопов аргона и ^{20}Ne в стеклах из Марианского трога [Толстихин и др., 1978; Preliminary..., 1985]. Несмотря на ограниченный объем, полученные величины отношений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ интересны своим крайним непостоянством. В этом отношении они также повторяют особенности, установленные для базальтов срединных хребтов, для которых по представительной выборке результатов отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ меняются от атмосферных величин до значений более $2 \cdot 10^4$, а $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ от 0,318 (атмосферное значение) до $5 \cdot 10^4$ [Hart et al., 1979; Kaneoka, 1980]. Эти данные говорят о том, что в процессе излияния магм даже при быстрой закалке в подводных условиях происходит смешение содержащих в них глубинных газов, богатых радиогенными ^{40}Ar и ^4He , с атмосферными газами, растворенными в морской воде. Логическим следствием из таких наблюдений является вероятность захвата магмами самой воды и растворенных в ней компонентов – обстоятельство, которое необходимо учитывать в каждом случае, когда в базальтах и стеклах, застывавших при контакте с водой, обнаруживаются те или иные геохимические аномалии.

В качестве примера подобных аномалий можно привести результаты высокотемпературного масс-спектрометрического анализа образцов базальтовых стекол Марианского трога, который показал, что они содержат повышение концентрации H_2O и отчасти CO_2 при пониженных содержаниях S в сравнении с тем, что считается характерным для типичных океанских толеитов.

В последнее время определилась отчетливая тенденция считать, что процессы спрединга в краевых котловинах и сопряженное с ним магмообразование должны протекать под воздействием субдукции краев океанской литосферы под островные дуги. Отмеченные выше данные о составе летучих в закалочных стеклах в этой связи получили широкий резонанс, неоднократно цитируясь как прямое свидетельство процессов дегидратации субдуцируемых плит. Однако сами первооткрыватели аномалий были гораздо осторожнее в выводах, указывая, что избыток летучих, в первую очередь H_2O (1,02% в среднем), может быть результатом обогащения в приповерхностных условиях. Эта альтернатива действительно вполне вероятна в свете приводившихся данных по изотопному составу аргона и неона. К тому же в значительно большем числе изученных образцов из котловины Лау, которая по геотектоническим параметрам наиболее близка к Марианскому трогу и лишь немногим превосходит его по масштабам растяжения, содержание H_2O^* не превышает уровня в 0,1–0,4% [Hawkins, Melchior, 1985], хотя четко выраженная сейсмофокальная зона простирается далеко в глубь этой котловины.

Рассмотренные факты не позволяют считать высокий уровень содержания летучих и аномалии в соотношениях изотопов водорода систематически повторяемыми характеристиками базальтовых стекол из краевых абиссальных котловин. Соответственно нет достаточных оснований считать, что спрединг в окраинных морях развивается под постоянным воздействием зон субдукции. Сейсмофокальные зоны под краевыми котловинами, там, где они известны, располагаются на глубинах в сотни кило-

метров. Дегидратация вещества погружаемых плит при таких условиях, очевидно, должна быть повсеместной. Соответственно всюду или, по крайней мере, в абсолютном большинстве случаев должны появляться следы ее влияния, чего, однако, не происходит. Таким образом, по подавляющему большинству признаков магматизм срединно-океанических и краевых центров спрединга явно связан с геохимически идентичными резервуарами вещества в мантии, и логично думать, что в обеих ситуациях активизирующую роль играют сходные, а не принципиально разные геодинамические явления. И коль скоро потенциальная зависимость от процесса субдукции допустима только в одном случае, явно не он принадлежит к числу решающих факторов.

ФАКТОРЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ТОЛЕИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ЗОНАХ КРАЕВОГО СПРЕДИНГА

Результаты многолетних исследований по петрологии базальтов срединно-океанических хребтов, от которых, как можно было видеть, не отличаются по всем важнейшим параметрам и толеиты краевых зон спрединга, недавно были суммированы и детально обсуждены в работе Л.В. Дмитриева с коллегами [Dmitriev et al., 1985]. Рассмотрев пять вариантов наиболее вероятных моделей магматической дифференциации вещества мантии, авторы делают вывод, что выделенные ими две главные петрохимические группы пород TOP-1 и TOP-2 являются дифференциатами двух родоначальных магм, ни одна из которых не может быть производной другой за счет любой из возможных схем фракционирования оливина, пироксенов, граната, плагиоклаза и шпинели, взятых порознь или совместно в разных мыслимых комбинациях. Установленная по петрологическим критериям степень частичного плавления петрохимически гомогенного вещества лерцолитовой мантии составляет 15–20% для обоих типов магм, а главным фактором, приводящим к различию их состава, является разная глубина отделения расплавов от исходного субстрата. Принятые в цитируемой работе конкретные условия по температуре и давлению определяются в диапазоне: $T = 1308^{\circ}\text{C}$, $P = 10$ кбар для расплавов, образующих группу TOP-1, и $T = 1218^{\circ}\text{C}$, $P = 6+9$ кбар для расплавов TOP-2. Первая комбинация условий отвечает шпинелевой фации глубинности лерцолитовой мантии, а вторая – ее плагиоклазовым, более высоким горизонтантам.

Необходимо подчеркнуть, что модель Л.В. Дмитриева с соавторами принадлежит к числу наиболее обоснованных. При ее построении, кроме огромного фактического материала по составам базальтовых стекол, были учтены данные опытов по гомогенизации расплавных включений в минералах базальтов, результаты экспериментального изучения диаграмм плавкости в системах, эквивалентных по составу океаническим базальтам, и весь комплекс обобщающих работ по минералогии, структурам и составу океанических базальтов и ультрабазитов.

Приводившиеся в данной главе многочисленные признаки петрографического, минералогического и петрохимического единообразия базальтов океанского дна и котловин окраинных морей, несомненно, отражают их генетическое единство и дают веские основания применять описанную модель и к процессам генерации магм в краевых зонах спрединга. Однако трудно согласиться с мнением авторов модели, что она дает возможность объяснить и геохимическое разнообразие спрединговых базальтов без привлечения идеи о латеральной геохимической неоднородности субокеанической мантии.

Поведение редких элементов в процессах равновесного плавления и кристаллизации описывается с помощью коэффициентов распределения, представляющих собой отношение концентрации элемента в минерале к его концентрации в сосуществующем расплаве. То же отношение для совокупности минералов, сосуществующих с расплавом, определяется как валовый коэффициент распределения данной минеральной

ассоциации (например, [Вуд, Фрайзер, 1981]). Минеральные парагенезисы в мантии на уровнях шпинелевой и плагиоклазовой фации глубинности различны даже при постоянном химическом составе вещества. Отсюда следует, что идея магмообразования на разных уровнях глубины включает в себя и условия важные в геохимическом отношении: во-первых, при этом должны измениться значения валовых коэффициентов распределения редких элементов, и, во-вторых, смена парагенезисов, не меняя общего состава, способна привести к некоторому перераспределению содержаний этих элементов, т.е. к вертикальной геохимической неоднородности мантии. Модель Л.В. Дмитриева с соавторами, таким образом, действительно содержит возможности для возникновения магм с разными геохимическими характеристиками, но необходимым условием при этом должно быть однозначное соответствие петрохимических и геохимических особенностей пород. Это последнее условие, как было видно на конкретных приводившихся примерах, не выдерживается, и среди пород, принадлежащих к группам и TOP-1 и TOP-2, присутствуют весьма разные геохимические типы, чему не следовало быть при геохимической гомогенности горизонтов мантии на уровнях как шпинелевой, так и плагиоклазовой фаций.

Необходимость не только вертикальной, но и латеральной неоднородности тех областей мантийного субстрата, с которыми связан магматизм краевых зон спрединга, можно доказать путем количественной интерпретации геохимических данных. Закономерности распределения редкого элемента в случае равновесного частичного плавления или равновесной фракционной кристаллизации описываются уравнением Д. Шоу [Shaw, 1970]

$$C/C_0 = 1/[D + F(1-D)], \quad (1)$$

где C – концентрация элемента в исходном (частичное плавление) или остаточном (фракционная кристаллизация) расплаве, C_0 – концентрация элемента в веществе мантии (случай плавления) или в исходной магме (случай фракционирования); D – валовый коэффициент распределения между минеральной ассоциацией и расплавом, находящимися в равновесии, F – степень частичного плавления или доля остаточного расплава при кристаллизации, выражаемая в долях от единицы.

Проверить применимость данного закона распределения к серии образцов, характеризующих природный объект, можно имея данные по концентрациям двух редких элементов в каждой из проб. Два исходных уравнения (1) для разных элементов легко объединить в одно производное, исключив параметр F . Такое производное уравнение, например, для таких элементов, как цирконий и никель, имеет вид:

$$C^{Zr}/C^{Ni} = (D^{Ni} - D^{Zr})/[C_0^{Ni}(1 - D^{Zr})] \cdot C^{Zr} + [C^{Zr}(1 - D^{Ni})]/[C_0^{Ni}(1 - D^{Zr})], \quad (2)$$

где в случае фракционной кристаллизации C^{Zr} и C^{Ni} – концентрации соответствующих элементов в образце, C_0^{Zr} и C_0^{Ni} – концентрации тех же элементов в исходной магме, D^{Zr} и D^{Ni} – валовые коэффициенты распределения элементов.

Если исходная магма для испытываемой серии образцов одна и та же, т.е. C_0^{Zr} и C_0^{Ni} – константы, и если коэффициенты распределения не меняются, что вполне вероятно при ограниченном масштабе процессов фракционирования, то уравнение (2) становится уравнением прямой линии в координатах: C^{Zr}/C^{Ni} – по ординате и C^{Zr} – по абсциссе. Соответственно при совпадении реальных закономерностей распределения с теоретическими точки, отражающие соотношения концентраций выбранных элементов в тестируемой серии образцов, должны располагаться на диаграмме с указанными координатами вдоль прямой линии.

На рис. 22 показаны результаты для большой выборки аналитических данных, которые характеризуют особенности распределения циркония и никеля в базальтах из различных котловин Филиппинского моря. На диаграмме хорошо видно, что точки, принадлежащие к одному разрезу, вскрытому скважиной или отдельным, геологи-

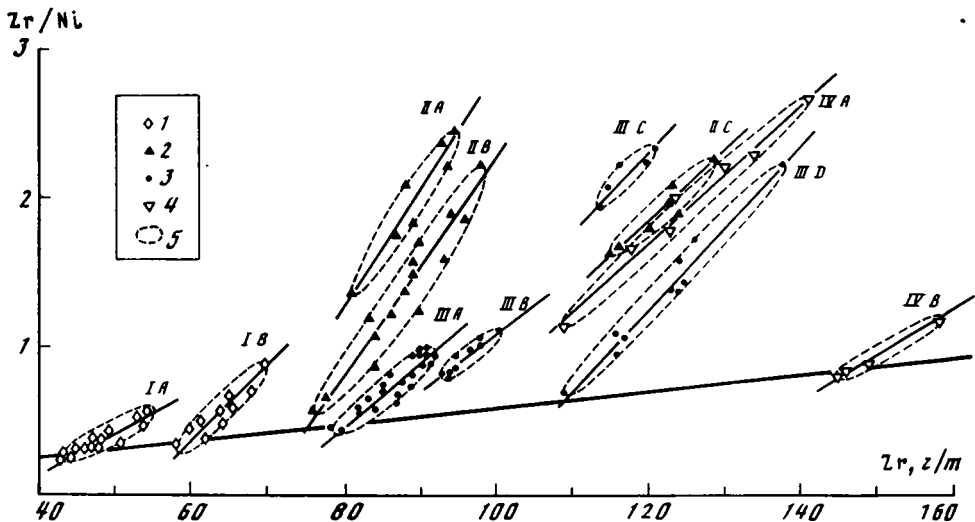


Рис. 22. Линейные корреляции между содержаниями Zr и величинами Zr/Ni отношений для геологически связанных базальтовых толщ 2-го слоя коры краевых океанических бассейнов (по результатам 58–60 рейсов б/с "Гломар Челленджер" и по: [Закарнадзе и др., 1984])

1–4 – породы, вскрытые скважиной: 1 – 447, 2 – 442, 3 – 443, 4 – 444; 5 – толщ и горизонты лав, которые по характеру залегания в разрезах скважин отвечают отдельным этапам извержений

чески единым горизонтам таких разрезов, действительно хорошо аппроксимируются линейными зависимостями, каждая из которых отличается от остальных. Математическая обработка данных показывает, что коэффициенты корреляции при этом достаточно высоки ($r = 0,72 \pm 0,91$), и значит, характер распределения элементов в обособившихся группах образцов действительно можно считать подчиняющимся закону равновесной фракционной кристаллизации.

Тангенс углов наклона линий регрессии, относящихся к отдельным группам точек на обсуждаемом графике, определяется выражением $(D^{Ni} - D^{Zr}) / [C_0^{Ni} (1 - D^{Zr})]$ из уравнения (2). Поскольку величины углов непостоянны (см. рис. 22), хотя бы один из трех параметров, входящих в это выражение, должен изменяться. Причины изменения валовых коэффициентов для никеля и циркония в рассматриваемых базальтах достаточно очевидны. Это переменные соотношения количеств оливина и плагиоклаза, которые определяют ход кристаллизационной дифференциации магм и особенно сильно должны сказываться на величине D^{Ni} . Однако главный интерес представляет вопрос и том, с чем могут быть связаны изменения C_0^{Ni} и C_0^{Zr} в тех фракциях магм, которые являются родоначальными для каждой из обособившихся на графике групп образцов.

При условии, что такие фракции магм возникали в результате разных степеней плавления одного и того же источника вещества в мантии, соответствующие им точки тоже должны ложиться вдоль одной прямой. На графике этому условию хорошо соответствуют нижние точки некоторых группировок, объединенные нижней линией (см. рис. 22). Данная линия описывается уравнением

$$C^{Zr}/C^{Ni} = 0,0058 \cdot C^{Zr} - 0,02225, \quad (3)$$

рассчитанным по методу наименьших квадратов, и ему по условиям решаемой задачи должна отвечать и точка, отражающая соотношение циркония и никеля в исходном веществе мантии. Геохимия никеля в ультраосновных породах верхней мантии достаточно хорошо изучена, и его среднее содержание оценивается в них пример-

но в 2000 г/т [Anderson, 1983]. При этом условии, решая уравнение (3), получаем исходную концентрацию циркония, которая составляет 4,2 г/т.

Полученное значение по содержанию циркония ниже, чем в хондритах [Anderson, 1983], и решение удовлетворяет важному условию – образованию рассматриваемых магм из вещества ультраосновной мантии, обедненного некогерентными редкими элементами, к числу которых принадлежит и цирконий. Однако приняв это значение за исходное, далеко легко можно показать, что наблюдаемый диапазон концентраций циркония в магмах может быть получен только при весьма низких степенях плавления.

В одном из горизонтов афировых базальтов из разреза скв. 443 минимальные концентрации циркония находятся на уровне 109 г/т при величине отношения $Zr/Ni = 0,70$ (см. рис. 22). Такая концентрация при $D^{Zr} = 0,02$, что вполне приемлемо для мантии лерцолитового состава и при исходной концентрации в 4,2 г/т, должна была возникнуть, как показывает подстановка этих данных в начальное уравнение (1), при степени плавления всего в 1,9%. Для базальтов с минимальными содержаниями циркония из скв. 447 (на уровне 44 г/т, см. рис. 22) требуемая степень плавления при заданных условиях не превышает 7,7%. Обе расчетные величины существенно ниже, чем значение в 15–20%, полученное при петрологическом моделировании Л.В. Дмитриевым с коллегами. Изменяя начальные условия в допустимых пределах, это несоответствие снять не удается, и таким образом, предположение, что петрологическая модель разноголубинной генерации магм состава океанских толеитов определяет и необходимый диапазон вариаций их геохимических особенностей, остается внутренне противоречивым.

Доводы в пользу латеральных геохимических неоднородностей тех горизонтов мантии, с которыми связан магматизм срединно-океанических хребтов, высказывались неоднократно ([Sun et al., 1979; Bougault et al., 1979] и многие другие). Их отражением являются переменные величины индикаторных геохимических отношений типа Rb/Cs, Hf/Ta, La/Ta и Ta/Th, а также достаточно ощутимые диапазоны изменения изотопных отношений стронция, неодима и свинца в океанических базальтах. В связи с этим приведенные выше рассуждения интересны в двух отношениях: они основаны на другом методическом подходе к интерпретации данных и тем самым служат независимым аргументом в пользу гетерогенности мантии под океанической корой; кроме того, они дают основание считать, что эта гетерогенность выявляется независимо от геоструктурной позиции зон спрединга, продолжительности и стиля их развития.

Вопрос о причинах появления неоднородностей в мантии вообще и в субокеанической, в частности, принадлежит сейчас к числу наименее понятых и наиболее дискуссионных и в геологии, и в геохимии. Одни исследователи видят в них признаки смешения нескольких (минимум двух) резервуаров вещества мантии, возникших в ходе глобальной дифференциации на геосферы, другие склонны считать их многочисленными и полигенными. В данной работе не ставится задача дать подробный анализ существующих мнений по затронутой проблеме, однако в последнее время стали распространяться гипотезы, согласно которым значительную роль в развитии мантийных неоднородностей играют особенности геодинамики переходных зон, и прежде всего процесс субдукций океанской литосферы под островные дуги. Попытка оценить, какого рода неоднородности могут быть обусловлены данным процессом, будет принята в заключительной главе работы. Здесь же необходимо лишь подчеркнуть, что степень геохимической гетерогенности источников магматизма в краевых и срединно-океанических зонах спрединга примерно одинакова и значительно уступает по масштабам неоднородностям тех глубинных областей, с которыми связан рассматриваемый в следующей главе магматизм островных дуг.

Второе важное обстоятельство, на которое надо обратить внимание, заканчивая данный раздел, заключается в том, что в продуктах магматизма краевых и средин-

ных спрединг-центров явно доминируют базальты Н-типа, которые могут быть связаны происхождением только с деплетированными резервуарами мантийного вещества. По сравнению с любыми другими источниками магм в мантии такие резервуары наименее богаты всей группой некогерентных редких элементов, к которым относятся щелочи, стронций, барий, легкие редкие земли, цирконий, ниобий, тантал и т.п. Сюда же относятся и элементы с естественной радиоактивностью, что сводит к минимуму вероятность разогрева и магматической активизации соответствующих областей в мантии за счет внутренних источников энергии. Принято думать, что она поступает в верхнюю мантию из более глубоких недр, возможно даже от границы мантии с ядром [Артюшков, 1979] с помощью тех или иных механизмов конвекции. Главные трудности, с которыми сталкиваются идеи подобного рода, состоят в том, что они не содержат объяснений, почему именно деплетированные, а не другие резервуары в верхней мантии приходят в наиболее активное состояние в любом акте формирования океанской коры, каким образом зоны спрединга приобретают локальный, чаще всего линейный характер, и чем вызвано их весьма хаотическое расположение на поверхности, особенно в переходных зонах.

Эту очень существенную и интересную проблему тоже логичнее обсудить позже, после того, как будут рассмотрены принципиальные особенности магматизма иного типа, связанного со структурами островных дуг, чему посвящена следующая глава.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. По характеру залегания, форме образуемых геологических тел и составу базальты из абиссальных котловин окраинных морей относятся к производным спрединговых и постспрединговых этапов развития магматической активности. Щелочные и субщелочные породы постспрединговых формаций имеют ограниченное распространение, а главную роль в формировании второго слоя океанической коры котловин безусловно играли подводные трещинные излияния лав толеитового типа в линейных или рассеянных центрах спрединга.

2. Существует убедительная серия свидетельств генетического единства базальтов, связанных происхождением как с краевыми, так и со срединно-океаническими зонами спрединга. На это указывает сходство петрографических особенностей пород и состава всех главных минеральных фаз, близкие аналогии в петрохимических признаках и удивительно одинаковые диапазоны вариаций наблюдаемых геохимических и изотопных параметров.

3. Основной причиной петрохимического разнообразия магм, возникающих при развитии спрединговых зон, принято считать неодинаковый уровень отделения расплавов от родоначального мантийного субстрата. По многим признакам состав последнего должен быть латерально неоднороден в геохимическом отношении даже при условии малых вариаций его петрохимических параметров. На это указывают ощутимые диапазоны изменения отношений изотопов стронция, неодима и свинца в спрединговых лавах, а также существование таких малодифференцированных афировых базальтов и базальтовых стекол, которые при очень близких петрохимических составах имеют существенно разные уровни концентраций некогерентных редких элементов.

4. Среди базальтов коры абиссальных котловин окраинных морей, как и среди толеитов ложа океана, максимально распространены производные родоначальных магм с пониженными концентрациями легких лантаноидов, редких щелочей, бария, стронция и других элементов, принадлежащих к группе некогерентных. Это означает, что магматизм любых спрединговых зон в первую очередь связан с теплофизической и геодинамической активизацией деплетированных резервуаров мантийного вещества, потерявших на тех или иных этапах своей эволюции часть компонентов, обладающих тенденцией концентрироваться в самых внешних оболочках Земли.

5. К числу некогерентных элементов, которыми бедна деплетированная мантия, принадлежит группа радиоактивных элементов. Это исключает вероятность теплофизической активизации соответствующих зон в мантии за счет внутренних источников тепловой энергии и подчеркивает всю остроту проблемы, почему именно эти, а не любые другие горизонты в мантии переходят в состояние магматической и геодинамической активности при развитии спрединговых явлений.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

МАГМАТИЗМ ОСТРОВНЫХ ДУГ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ В РАЗВИТИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Вулканогенные образования островных дуг, превосходящие по разнообразию все остальные области современного вулканизма Земли, подразделяются на ряд дифференцированных магматических серий: толеитовых, известково-щелочных, щелочных и бонинитовых. Породы первых двух серий, несомненно, распространены значительно шире и в площадном, и в объемном отношении по сравнению с любыми другими типами островодужных вулканитов. В этом единодушны все исследователи, и по существу, нет ни одной островной дуги или сегмента активной континентальной окраины, где бы на том или ином этапе эволюции не проявился магматизм хотя бы одного из этих двух типов.

Традиционно считается, что главную специфику магматизма островных дуг составляют прежде всего известково-щелочные лавы, но такая точка зрения правомерна только отчасти. За пределами дуг или активных континентальных окраин они действительно встречаются несоизмеримо реже, чем толеитовые или щелочные. Но, во-первых, островодужные разновидности последних, как будет видно из дальнейшего, характеризуются только им свойственными особенностями, и в этом отношении не менее специфичны, чем известково-щелочные породы. Во-вторых, в пределах собственно островных дуг роль толеитового магматизма зачастую более значительна, чем у известково-щелочных его проявлений, особенно в пределах структур с энсиматическим типом коры.

Давно замечено, что общий объем четвертичных вулканитов экспоненциально убывает от фронтальных частей вулканических поясов дуг к их тыловым зонам. Особенно четко эта тенденция прослежена в пределах северо-западного сегмента Японской дуги (рис. 23), где толеитовые извержения самой восточной фронтальной зоны сменяются известково-щелочными— в центральной и щелочными— в тыловой областях [Пискунов, 1986]. Кроме того, из анализа сводки данных, опубликованной Дж. Гиллом [Gill, 1981, табл. 7. 1], следует, что среди 149 вулканов островных дуг западной окраины Тихого океана и Юго-Восточной Азии только 68, т.е. менее 46%, извергают породы известково-щелочного состава. Перевес вулканических центров с извержениями данного типа устанавливается лишь на дугах с энсиматической корой, таких, как Япония, Рюкю, Филиппины, Хальмахейра, Сулавеси, Банда и Новая Зеландия. Тут их число составляет уже 63%, хотя это еще не обязательно обеспечивает преобладание в объемном отношении. Вероятно, оно наступает лишь на активных континентальных окраинах, где, по результатам обсчета данных Дж. Гилла, распространенность вулканов с известково-щелочными породами достигает 75%.

Совершенно аналогичным образом в пределах обсуждаемых структур изменяется

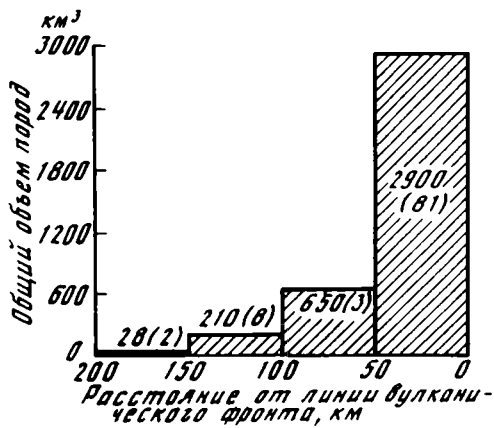


Рис. 23. Изменение объемов четвертичных вулканических пород вкrest простирания северо-восточного сегмента Японской островной дуги (по: [Sugimura et al., 1963])
В скобках — число вулканов

и роль щелочного вулканизма, в составе которого выделяют от двух [Вольнец, Аношин, 1986] до четырех типов [Шарков, Цветков, 1987] петрогенетически самостоятельных серий.

Во многих случаях извержения субщелочного и щелочного типов сосредоточены в тыловых зонах широких вулканических поясов, свойственных континентальным окраинам или островным дугам

с мощной корой. Отсюда главной особенностью таких поясов многие исследователи считают поперечную зональность в распределении разных петрогенетических серий: толеитовых — во фронтальных, известково-щелочных — в центральных и субщелочных-щелочных — в тыловых зонах [Пискунов, 1986; и многие другие]. Этому явлению придается очень существенное петрогенетическое и геотектоническое значение, но не следует забывать, что даже там, где зональность считается наиболее выразительной, она выдерживается не во всех пересечениях [Johnson, 1976; Gill, 1981; и др.]. Кроме того, щелочные извержения совсем не редко встречаются и в пределах островных дуг с линейным распределением вулканических центров. Примером тому может служить система дуг восточного обрамления Филиппинского моря (см. гл. 1), где цепь толеитовых вулканов Идзу-Бонинского сегмента на севере и полоса известково-щелочных центров Марианской дуги на юге разорваны отрезком дуги Волкано с явно щелочным характером извержений.

Интересные и опять-таки нестандартные закономерности в распределении состава извержений наблюдаются на дуге Банда и в пределах американского сектора Алеутской дуги. В первом случае смена вулканических серий происходит вдоль, а не вкrest простирания дуги, от толеитовых, в северном ее окончании, через известково-щелочные центрального сектора к высококалийным щелочным на юге [Withford, Jezek, 1979]. В распределении цепей вулканов Алеутской дуги отмечается их сегментированный характер и приуроченность крупных вулканических построек с толеитовыми лавами к окончаниям продольных сегментов, в центральных частях которых сосредоточиваются менее масштабные вулканы с известково-щелочными эффузиями [Kay et al., 1982].

Генерализованную схему зональности вулканизма островных дуг невозможно проследить в размещении толеитовых, известково-щелочных и щелочных извержений вулканического пояса Северного Тайваня [Juan et al., 1984]. Весьма нерегулярно распределены в пространстве разные типы извержений на Филиппинах [Defant et al., 1988]. В центральном Орегоне на западе США [McBirney, 1976], на о-вах Вануату [Mallick, 1973] и в секторе о-ва Флорес, принадлежащем к Зондской дуге [Gill, 1981], зафиксированы к тому же случаи, когда показатели щелочности пород (например, содержания K_2O) не возрастают, а напротив, снижаются по направлению от фронта к тыловым зонам пояса.

Перечисленные примеры и ряд других, уже обсуждавшихся в литературе, заставляют относиться с осторожностью к идее об определяющей значимости поперечной зональности вулканизма островных дуг, хотя для отдельных сегментов этих структур она безусловно существует.

Большое значение для анализа не только петрогенетических проблем, но и общей направленности в эволюции коры дуг имеет вопрос о том, каким образом изменяются составы извержений с течением времени. К началу 70-х годов сложились представления, по которым начальные этапы развития структур характеризуются толеитовым магматизмом, затем образуются толщи известково-щелочных лав и, наконец, наступает стадия типичного щелочного вулканизма [Gill, 1970]. Эта концепция получила развитие в работах некоторых советских исследователей, где были высказаны предположения, что переход примитивных или юных дуг к развитому состоянию начинается с момента массовых излияний известково-щелочных лав, а признаком зрелости структур служит появление шошонитовых и других щелочных пород [Богатиков и др., 1986].

Стратиграфическая последовательность вулканогенных образований, отвечающая данной схеме эволюции, действительно, характерна для целого ряда островных дуг, например, для Алеутской, Фиджи, или Малой Антильской. До известной степени ей соответствует и характер напластования вулканических толщ во фронтальной зоне Марианской дуги (см. гл. 1), но эти и ряд других подобных им разрезов отражают лишь один из существующих вариантов эволюции магматизма.

Действительно, уже из данных по составам современных извержений очевидно, что породы толеитовых серий регулярно встречаются не только в пределах структур с энсиматическим типом коры, но и на островных дугах любых других "стадий развития". В частности, как отмечалось, именно они слагают основной объем вулканогенных образований четвертичного возраста в Северо-Восточной Японии, которую по всем геолого-геофизическим критериям можно отнести только к категории дуг "зрелого" типа. Более того, здесь, как и в большинстве других структурно-единиц дуг, толеитовый и другие типы вулканизма фактически одновременны.

Уместно напомнить также, что по общему составу извергаемых продуктов четвертичный вулканизм Японской островной дуги мало чем отличается от миоценовых этапов его развития. Известны и другие факты, свидетельствующие о том, что изменение состава вулканических извержений явно не может быть сведено к какой-либо общей для всех дуг закономерности. Они уже анализировались в литературе [Gill, 1981], и к тому же данные, рассмотренные в первой главе работы, показывают, что эволюция строения коры дуг во многом зависит от целого ряда тектогенных факторов и процессов. Поэтому при анализе и интерпретации обобщенных разрезов вулканических толщ любой островной дуги абсолютно необходимо считаться с тем, что изменения составов слагающих их лав определялись не столько эволюцией эндогенных режимов магмообразования "in situ", сколько тектоническими трансформациями и перемещениями структур в геологическом пространстве, в результате которых, несомненно, менялись и характер строения коры, и области генерации магм, и геодинамическое состояние недр.

Вариативность магматической деятельности, сопровождающей геотектоническую эволюцию островных дуг, подтверждается и новыми данными по геологии пород бонинитовой серии, которые стали появляться недавно и заслуживают более внимательного рассмотрения.

Интерес к детальному изучению бонинитов возник после того, как на основе петролого-геохимических критериев было показано, что генетически родственные им лавы часто встречаются в составе офиолитовых комплексов из складчатых областей континентов [Sharaskin et al., 1980]. К настоящему времени породы бонинитовой серии обнаружены в составе вулканогенно-осадочных толщ большого числа островных дуг, расположенных на западе Тихого океана (рис. 24). Их приуроченность именно к данному типу структур уже не вызывает никаких сомнений, поскольку в целом ряде случаев они были обнаружены здесь в подводных условиях, тогда как ни в океанах, ни в тыловых абиссальных котловинах – во многих местах, изученных с большей степенью детальности, не было сделано ни одной находки.

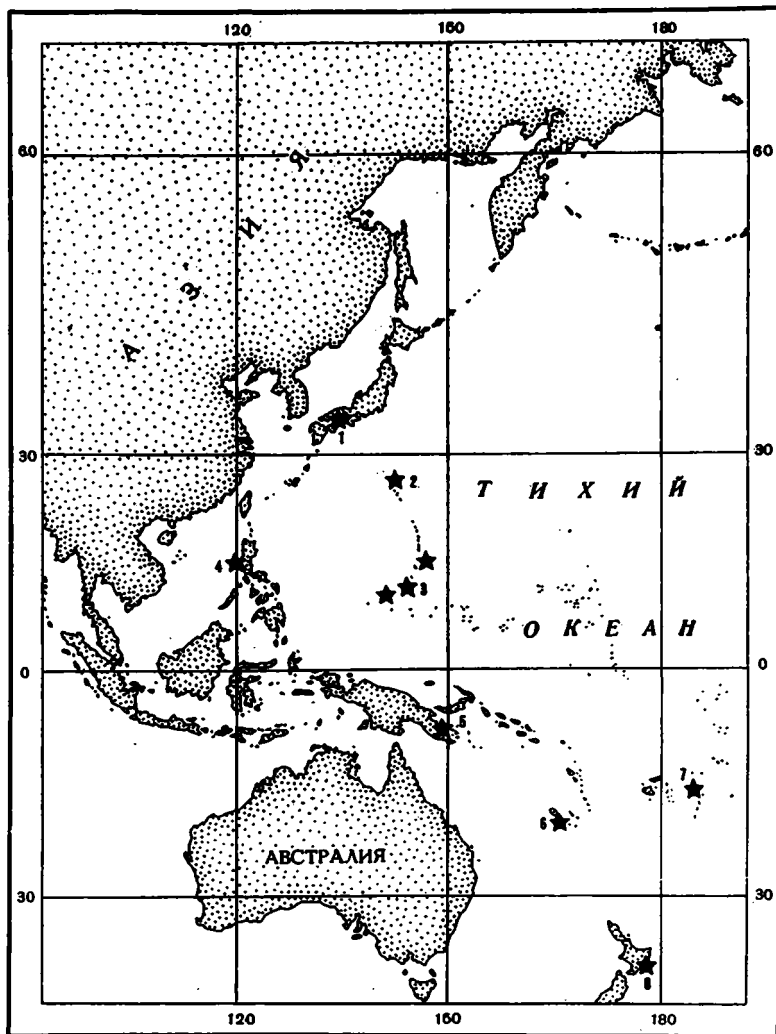


Рис. 24. Схема распространения пород бонинитовой серии в структурах западной окраины Тихого океана

Цифры на рисунке: 1 – вулканический пояс Сетоути, Юго-Западная Япония, 2 – Бонинские острова, 3 – фронтальная зона Марианской дуги, 4 – массив Замбале, 5 – мыс Фогель, Новая Гвинея; 6 – о-в Новая Каледония, 7 – северное окончание дуги Тонга, 8 – хребет Уайраарапа, Новая Зеландия

В Юго-Западной Японии бониниты развиты в пределах вулканического пояса Сетоути, который от района Осака протягивается в западном направлении через острова и зону побережий внутренних морей Японии и ограничивается с юга Медианной линией [Tatsumi, Ishizaka, 1982]. Основной объем здесь слагают толщи лав и пирокластических отложений, отвечающих по составу типичной известково-щелочной серии островных дуг. Возраст образований определен как среднемиоценовый. В районе Осака и в западном окончании пояса прослои бонинитовых пиллоу-лав ассоциируют с базальтовыми горизонтами разреза вулканических толщ, а в центральной части, на о-ве Шодосима, обнаружено их переслаивание с двупироксеновыми и роговообманковыми андезитами без каких-либо структурных или стратиграфических несогласий.

На Бонинских островах, давших название рассматриваемой группе пород, обнажения бонинитов известны в северной части архипелага, начиная от о-ва Мукосима и кончая центральной группой о-вов Титисима. На самых южных о-вах Хахасима их обнажения не установлены [Shiraki, Kuroda, 1977], но были обнаружены в результате драгировок подводных структур фронтальной части дуги в этом районе [Preliminary..., 1985; Тарарин и др., 1987]. Вулканический комплекс о-ва Мукосима целиком состоит из пород бонинитовой серии и подразделяется на две толщи, находящиеся в моноклиналильном залегании с генеральным падением слоев на юго-восток под углами 10–30°. Нижнюю толщу, выходящую на поверхность в западных районах острова, слагают бонинитовые пиллоу-лавы, восточнее перекрытые бонинитовыми брекчиями.

На центральном, самом крупном о-ве архипелага Титисима, как и на севере, в низах разреза залегают пиллоу-лавы бонинитов, видимая мощность которых более 100 м [Shiraki, Kuroda, 1977]. С небольшим угловым несогласием они перекрыты андезит-дацитовыми вулканическими брекчиями и туфами, накопление которых происходило в водной толще. На южном берегу залива Футами в составе брекчий обнаружены обломки бонинитов, а севернее они содержат отдельные горизонты пиллоу-лав, сложенных авгит-бронзитовыми высокомагнезиальными андезитами. На севере острова установлено перекрытие толщи брекчий грубослоистыми песчаными отложениями. В юго-западном районе такие песчаники, выше по разрезу переходящие в нижнемиоценовые мелководные известняки, залегают непосредственно на нижней толще пиллоу-лав, среди которых здесь, кроме бонинитов, присутствуют и высокомагнезиальные андезиты. На основании наблюдаемых стратиграфических взаимоотношений и результатов определения абсолютного возраста [Tsunakawa, 1983] устанавливается, что главным этапом развития бонинитового вулканизма в районе Бонинских островов был интервал времени, отвечающий раннему–среднему олигоцену.

Во фронтальной зоне Идзу-Бонинской дуги, к востоку от южной группы о-вов Бонин, породы бонинитовой серии подняты драгами со склонов блока Огасавара [Preliminary..., 1985; Тарарин и др., 1987]. Морфологически он представляет собой небольшую (5×50 км) плосковершинную возвышенность на восточном склоне подводного цоколя Бонинских островов, прежде возвышавшуюся над уровнем моря. Кроме бонинитов, поднятый комплекс пород включает обломки базальтовых, андезитовых и дацитовых лав и туфов, а также разнообразных пород офиолитовой ассоциации: ультрабазитов, габбро и диабазов. Совершенно аналогичные комплексы пород были драгированы и в различных участках фронтальной зоны Марианской дуги [Шараскин и др., 1980; Bloomer, 1983]. Эти данные позволяют считать, что вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы пород внешней, передовой зоны в системе Идзу-Бонинской и Марианской дуг залегают непосредственно на тектонизированном офиолитовом основании.

Тесная ассоциация бонинитов с породами офиолитовой ассоциации устанавливается, кроме того, на Филиппинах в массиве Замбале (см. гл. 1), а также на Новой Гвинее [Dallwitz et al., 1966], Новой Каледонии [Samechima et al., 1983] и в районе северного окончания дуги Тонга [Sharaskin et al., 1983]. Это дает основание считать, что чрезвычайно высокая величина гравитационных аномалий в свободном воздухе над Бонинскими островами (+375 мГл) [Watts et al., 1978] тоже может быть обусловлена присутствием значительных масс ультраосновных пород в составе комплексов фундамента.

По данным глубоководного бурения во фронтальной зоне Марианской дуги (скв. 458) 125-метровая толща подушечных и массивных лав состава высокомагнезиальных андезитов слагает кровлю акустического фундамента [Hussong, Ugeda et al., 1981]. Ниже по разрезу они через зону переслаивания сменяются нижней толщей лав,

имеющих состав толеитовых базальтов островных дуг [Sharaskin, 1981]. Базальные горизонты осадков, залегающих на высокомагнезиальных андезитах, имеют по данным микропалеонтологии раннеолигоценовый возраст.

На Филиппинах пиллоу-лавы бонинитового состава исследователи региона включают в состав эффузивного комплекса офиолитов северного блока Акойе, участвующего в строении сложного аллохтонного массива. Возраст осадков, непосредственно перекрывающих этот комплекс, не установлен, но из общих данных по структурной и региональной геологии массива, можно думать, что временной интервал образования комплекса явно не древнее верхов эоцена и не моложе низов миоцена (см. гл. 1).

На Новой Гвинее потоки лав бонинитового состава принадлежат вулканическому комплексу Даби, развитому на мысе Фогель в южной оконечности острова. Согласно последним данным [Jaques, Chappell, 1980], комплекс Даби имеет раннемиоценовый возраст и является частью крупного офиолитового аллохтона, образующего пояс ультрабазитов Папуа. Бонинитовые лавы составляют незначительную часть общего объема пород комплекса Даби, главная масса которых представлена всеми разновидностями пород островодужной толеитовой серии от базальтов до дацитов. Отмечается факт несогласного перекрытия бонинитов известковистыми и терригенными отложениями верхнего миоцена и позднеолигоценовый абсолютный возраст по данным K-Ar-метода [Dallwitz et al., 1966].

В районе северного окончания дуги Тонга бониниты впервые были обнаружены экспедицией 16-го рейса НИС "Каллисто". Впоследствии их распространенность в данном районе была подтверждена работами японских и австралийских океанологов [Falloon, Green, 1987]. В целом по результатам многочисленных драгировок установлено, что здесь вскрывается тектонически двоякий или даже строенный разрез офиолитовой ассоциации [Пушин, 1983; Sharaskin et al., 1983]. Бониниты определенно принадлежат самой верхней офиолитовой пластине, однако более точно определить их структурное и стратиграфическое положение не представляется возможным.

Довольно сложными являются условия залегания бонинитов на Новой Каледонии в районе Непуи [Sameshima et al., 1983]. Первооткрыватели включают их в состав базальтовой формации, развитой на западном побережье острова, которая является параавтохтоном для перекрывающего тектонического покрова офиолитов. Породы базальтовой формации, среди которых, кроме доминирующих лав основного состава, присутствуют андезиты, дациты и риолиты, формируют серию тектонических чешуй, надвинутых на верхнемеловые и эоценовые осадочные формации осевой зоны острова. Вулканические породы вместе с ультрабазитами офиолитового покрова в районе Непуи перекрыты мелководными отложениями миоцена, базальные конгломераты которых содержат гальки тех и других пород. Для очень пологого покрова ультрабазитов предполагается перевернутое залегание, и структурная принадлежность лежащих под ним вулканических пород может трактоваться двояким образом, хотя по аналогии с вышерассмотренными данными логично думать, что толща пород с бонинитами образует верхи офиолитового разреза.

Еще одной областью развития бонинитов является район хребта Уайрарапа на юго-восточном побережье о-ва Северный Новой Зеландии [Wood, 1984]. В этом районе они обнаружены в виде редких прослоев пиллоу-лав в нижнемеловых (альбских) флишидных отложениях, выделяемых под названием формации Мангапокия. Кроме бонинитов, в ней присутствуют разрозненные горизонты лав толеитового и щелочно-камптонитового состава. Согласно современным представлениям о тектонической эволюции о-ва Северный, хребет Уайрарапа является поднятой выше уровня моря зоной аккреционного комплекса, длительное время развивавшегося у восточной окраины острова. В более ранних построениях эту зону относили к Восточной геосинклинали Новой Зеландии. Для мелового периода развития геосинклинали предполагалось существование в восточной ее области узкого, вулканически актив-

ного геантиклинального поднятия, сопоставимого по описаниям со структурой островной дуги.

К северо-востоку на простирании зоны Уайрарапа в районе п-ова Ист Кейп известны аллохтонные офиолитовые массивы, шарьирование которых завершалось в конце олигоцена—начале миоцена [Brothers, Delaloy, 1982]. Опираясь на эти данные, логично связывать образование новозеландских бонинитов со структурой меловой палеодуги, отделявшейся от новозеландской окраины котловиной краевого моря с корой океанического типа. Существующее предположение о формировании бонинитов этого региона "in situ", в области континентальной окраины, является менее убедительным и кроме пространственного положения в современной структуре о-ва Северный не доказывается ничем.

Приведенный обзор данных по геологии бонинитов достаточно убедительно свидетельствует о связи магматизма данного типа исключительно со структурами островных дуг. Основной эпохой его проявления на западе Тихого океана является временной интервал раннего—среднего олигоцена, хотя в отдельных районах они формировались и до, и после него (альб, в Новой Зеландии; средний миоцен, в Юго-Западной Японии). Вопреки мнению некоторых исследователей, появлению бонинитовых магм вовсе необязательно предшествовал этап интенсивного толеитового вулканизма на островной дуге. Реально наблюдаемые взаимоотношения показывают, что бонинитовый магматизм может развиваться и до, и после, и одновременно с развитием островодужного вулканизма любого другого петрохимического типа. Разнообразное стратиграфическое положение бонинитовых лав, в том числе и непосредственное залегание их на меланократовом офиолитовом основании, фиксируется не только в структурах островных дуг, но и в разрезах эффузивных комплексов, принадлежащих к континентальным офиолитовым ассоциациям. В этом легко убедиться на примере разрезов хотя бы таких хорошо известных массивов, как Трудос, Вуринос и Ветс Коув.

Таким образом, вопреки не раз высказывавшимся мнениям в развитии вулканизма островных дуг, действительно, невозможно выделить общие для всех структур закономерности в пространственном размещении вулканических извержений разного состава или направленные тренды их проявления в ходе геологической эволюции. Скорее всего, именно отсутствие таковых надо рассматривать как одну из характерных особенностей магматизма данного типа структур, испытывающих, как показано в гл. 2, тектогенные перемещения в геологическом пространстве, в результате которых неоднократно и различным образом меняются геодинамические условия и в их коре, и в глубоких недрах.

ПЕТРОХИМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ БОНИНИТОВЫХ, ТОЛЕИТОВЫХ И ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Хорошо известно, что классические серии островных дуг: толеитовые, известково-щелочные, щелочные и бонинитовые, отличаются друг от друга парагенезисами минералов-вкрапленников, минералогией основной массы, нормативным минеральным составом, соотношением суммы щелочей и кремнезема, а также разным характером изменения железо-магниевого отношения при переходе от основных к кислым разновидностям пород. Переходы всех этих характеристик внутри серий весьма постепенны, граничные критерии для выделения отдельных разновидностей пород достаточно условны, а составы их заметно варьируют.

Особенно разнообразны группы петрографических и петрохимических разновидностей пород, составляющие щелочные вулканические серии островных дуг, среди которых самой характерной для структур данного типа считается шошонитовая серия, объединяющая ряд пород: абсаронит—шошонит—латит—калиевый риолит [Волынец, Аношин, 1986]. Другие типы пород щелочных и субщелочных серий, встречаю-

Таблица 11
Петрохимические составы и параметры пород
дифференцированных бонинитовых серий в разных регионах

| Компоненты | Б | ВМА | ВМА | НКД | |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Бонинские острова | | | | | |
| SiO ₂ | 57,34 | 61,06 | 64,32 | 69,92 | |
| TiO ₂ | 0,15 | 0,23 | 0,28 | 0,33 | |
| Al ₂ O ₃ | 10,22 | 13,49 | 14,92 | 13,27 | |
| FeO* | 8,78 | 8,01 | 6,24 | 5,94 | |
| MnO | 0,17 | 0,13 | 0,09 | 0,12 | |
| MgO | 13,31 | 6,76 | 3,74 | 1,65 | |
| CaO | 8,25 | 7,59 | 6,51 | 4,80 | |
| Na ₂ O | 1,27 | 2,36 | 2,76 | 3,25 | |
| K ₂ O | 0,48 | 0,30 | 1,06 | 0,95 | |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | |
| f' | 0,27 | 0,39 | 0,48 | 0,67 | |
| al' | 0,58 | 0,66 | 0,72 | 0,75 | |
| Компоненты | М | Б | Б | ВМА | НКД |
| Марианская дуга | | | | | |
| SiO ₂ | 58,45 | 57,40 | 58,91 | 60,58 | 68,60 |
| TiO ₂ | 0,11 | 0,18 | 0,21 | 0,24 | 0,36 |
| Al ₂ O ₃ | 6,58 | 9,75 | 10,79 | 13,41 | 14,30 |
| FeO* | 9,96 | 8,78 | 8,79 | 7,16 | 4,50 |
| MnO | 0,17 | 0,15 | 0,17 | 0,12 | 0,07 |
| MgO | 22,03 | 15,50 | 12,16 | 7,96 | 2,84 |
| CaO | 3,23 | 5,37 | 6,08 | 6,56 | 4,09 |
| Na ₂ O | 1,50 | 1,83 | 1,85 | 2,84 | 3,92 |
| K ₂ O | 0,93 | 0,99 | 1,00 | 1,13 | 1,33 |
| f' | 0,20 | 0,24 | 0,29 | 0,34 | 0,47 |
| al' | 0,69 | 0,67 | 0,66 | 0,69 | 0,79 |
| Компоненты | М | М | М | Б | Б |
| Мыс Фогель, Папуа Новая Гвинея | | | | | |
| SiO ₂ | 52,58 | 56,76 | 56,91 | 57,91 | 58,20 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,12 | 0,23 | 0,30 | 0,38 |
| Al ₂ O ₃ | 3,45 | 5,30 | 7,74 | 9,42 | 10,91 |
| FeO* | 9,03 | 9,63 | 9,86 | 9,70 | 9,34 |
| MnO | 0,19 | 0,21 | 0,21 | 0,20 | 0,18 |
| MgO | 33,31 | 24,28 | 19,38 | 15,80 | 12,97 |
| CaO | 0,93 | 2,98 | 4,56 | 5,50 | 6,42 |
| Na ₂ O | 0,26 | 0,48 | 0,86 | 0,89 | 1,12 |
| K ₂ O | 0,02 | 0,23 | 0,22 | 0,44 | 0,42 |
| f' | 0,13 | 0,18 | 0,22 | 0,26 | 0,29 |
| al' | 0,80 | 0,66 | 0,65 | 0,65 | 0,65 |

Таблица 11 (окончание)

| Компоненты | М | Б | ВМА | НКД |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| Северное окончание дуги Тонга | | | | |
| SiO ₂ | 48,37 | 55,02 | 57,97 | 64,83 |
| TiO ₂ | 0,18 | 0,26 | 0,33 | 0,66 |
| Al ₂ O ₃ | 5,63 | 11,00 | 14,19 | 15,74 |
| FeO* | 9,40 | 8,80 | 8,44 | 7,68 |
| MnO | 0,20 | 0,17 | 0,14 | 0,14 |
| MgO | 30,59 | 14,85 | 6,74 | 1,72 |
| CaO | 4,66 | 8,71 | 10,47 | 6,56 |
| Na ₂ O | 0,62 | 0,84 | 1,59 | 1,55 |
| K ₂ O | 0,29 | 0,30 | 0,45 | 1,04 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,08 |
| f' | 0,15 | 0,25 | 0,41 | 0,71 |
| al' | 0,57 | 0,58 | 0,60 | 0,72 |

Примечание. М — марианиты; Б — бониниты; ВМА — высокомагнезиальные андезиты; НКД — низкокальциевые дациты. Приведенные средние составы рассчитаны по авторским и опубликованным данным из работ [Высоцкий и др., 1983; Shiraki, Kuroda, 1977; Bloomer, 1983; Falloon, Green, 1987]; f' = Fe/(Fe + Mg); al' = Al/(Al + Ca).

щиеся на островных дугах, имеют много аналогий с соответствующими лавами из континентальных рифтовых зон и из областей современного щелочного-субщелочного вулканизма в океанах. Широкое разнообразие петрогенетических параметров лав этого класса хорошо изучено и вполне обоснованно связывается в петрологии и геохимии с крайней переменчивостью физико-химических и геодинамических условий генерации обогащенных щелочами родоначальных базальтовых магм. В связи с этим появление среди щелочных ассоциаций островных дуг пород весьма специфических шошонитовых серий, безусловно, означает, что в недрах данных структур условия образования и эволюции магм щелочного типа достигают еще большего разнообразия в сравнении с любыми другими областями современного вулканизма.

Весьма существенные вариации петрохимических характеристик свойственны не только щелочным, но и всем другим типам вулканических серий островных дуг. Химические анализы представительных типов пород, образующих бонинитовые, толеитовые и известково-щелочные серии некоторых дуг западной окраины Тихого океана, приведены в табл. 11–13. Эти данные отчетливо показывают, что одни и те же типы серий не являются по составу идентичными друг другу даже в тех случаях, когда они принадлежат одинаковым, например энсиматическим структурам, и связаны с достаточно синхронными этапами вулканизма. Так, позднеоцен-олигоценовые бонинитовые серии Бонинских островов, Марианской дуги и северного окончания дуги Тонга (табл. 11) определенно отличны одна от другой практически по всем важнейшим петрохимическим параметрам (рис. 25), причем различия прослеживаются по всему ряду пород, начиная от наиболее примитивных с низкими значениями индекса железистости (f' = 0,15±0,25) и кончая самыми дифференцированными с железистостью до 0,7 и с максимальными концентрациями SiO₂. Интересно, что сам характер различий несистематичен. Например, все типы пород бонинитовой серии дуги Тонга в сравнении с теми же разновидностями других дуг имеют минимальную кремнекислотность, глиноземистость и щелочность, но наиболее обогащены титаном и фосфором. В то же время ряд производных бонинитовой магмы Марианской дуги явно богаче кремнеземом, глиноземом и щелочами, чем породы Бонинских островов и дуги Тонга, но по уровню концентраций титана и фосфора он занимает проме-

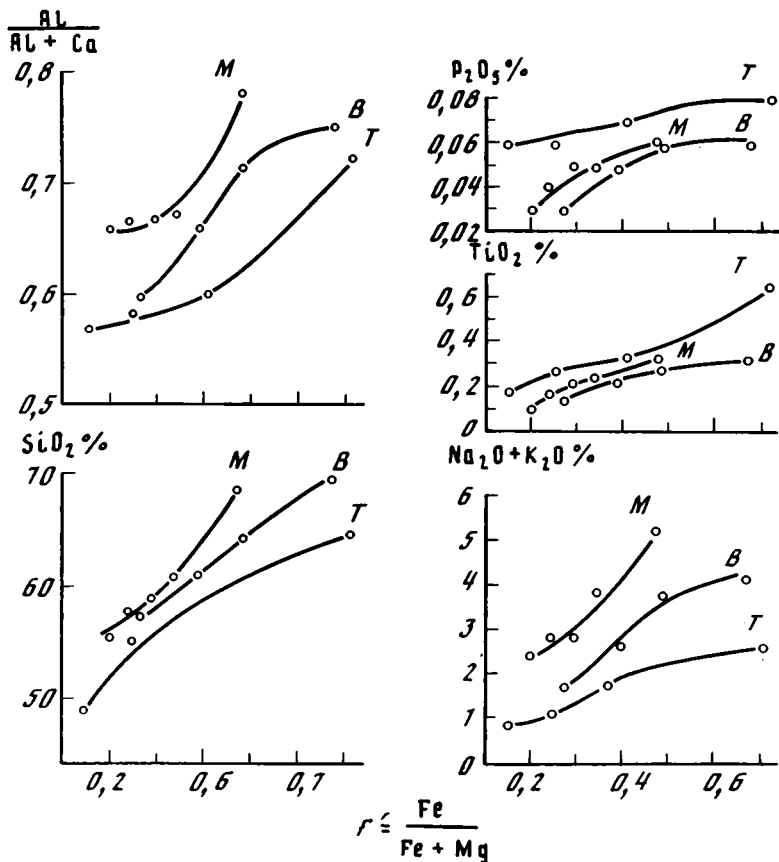


Рис. 25. Вариации петрохимических параметров бонинитовых серий из разных регионов В – Бонинские острова; М – Марианская дуга; Т – дуга Тонга (см. табл. 11)

Таблица 12
Петрохимические составы и параметры пород
дифференцированных толеитовых серий в разных регионах

| Компоненты | Б | АБ | А | А | Д |
|------------|---|----|---|---|---|
|------------|---|----|---|---|---|

Идзу-Бонинская дуга
[Kuno, 1966; Isshiki et al., 1977; Wood et al., 1980]

| | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 48,42 | 51,26 | 56,63 | 64,35 | 70,83 |
| TiO ₂ | 0,72 | 1,24 | 1,20 | 0,86 | 0,49 |
| Al ₂ O ₃ | 16,58 | 15,68 | 15,12 | 15,00 | 13,42 |
| FeO* | 11,79 | 12,63 | 11,77 | 8,32 | 5,62 |
| MnO | 0,20 | 0,25 | 0,22 | 0,17 | 0,19 |
| MgO | 8,31 | 5,48 | 3,59 | 1,65 | 0,72 |
| CaO | 12,37 | 10,82 | 8,15 | 5,50 | 3,97 |
| Na ₂ O | 1,38 | 2,18 | 2,71 | 3,31 | 3,87 |
| K ₂ O | 0,14 | 0,36 | 0,48 | 0,63 | 0,78 |
| P ₂ O ₅ | 0,09 | 0,10 | 0,12 | 0,16 | 0,11 |
| f' | 0,44 | 0,56 | 0,65 | 0,74 | 0,81 |
| al' | 0,60 | 0,61 | 0,67 | 0,75 | 0,79 |

Таблица 12 (окончание)

| Компоненты | Б | Б | АБ | Д |
|---|-------|-------|-------|-------|
| Новогбридская дуга, о-в Эпи [Colley, Warden, 1974; Dupuy et al., 1982] | | | | |
| SiO ₂ | 48,75 | 48,86 | 54,28 | 62,95 |
| TiO ₂ | 0,60 | 0,64 | 0,95 | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 13,47 | 17,05 | 15,91 | 15,94 |
| FeO* | 9,75 | 10,36 | 11,11 | 6,30 |
| MnO | 0,18 | 0,19 | 0,22 | 0,11 |
| MgO | 12,49 | 7,22 | 3,91 | 1,54 |
| CaO | 11,76 | 12,47 | 8,49 | 5,55 |
| Na ₂ O | 1,11 | 2,27 | 3,62 | 3,70 |
| K ₂ O | 0,70 | 0,74 | 1,28 | 2,67 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,20 | 0,23 | 0,21 |
| f' | 0,30 | 0,45 | 0,61 | 0,70 |
| al' | 0,56 | 0,60 | 0,67 | 0,76 |
| Компоненты | Б | Б | АБ | Д |

Дуга Тонга-Кермадек, о-в Рауль
[Ewart et al., 1977]

| | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 50,60 | 50,46 | 55,42 | 68,56 |
| TiO ₂ | 0,65 | 0,73 | 0,80 | 0,63 |
| Al ₂ O ₃ | 15,25 | 17,27 | 15,11 | 14,02 |
| FeO* | 9,31 | 9,92 | 11,29 | 5,98 |
| MnO | 0,18 | 0,18 | 0,20 | 0,18 |
| MgO | 8,91 | 6,78 | 4,26 | 1,24 |
| CaO | 12,42 | 12,97 | 10,06 | 4,78 |
| Na ₂ O | 1,51 | 1,52 | 2,31 | 3,94 |
| K ₂ O | 0,15 | 0,15 | 0,27 | 0,62 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,02 | 0,07 | 0,10 |
| f' | 0,37 | 0,45 | 0,60 | 0,73 |
| al' | 0,57 | 0,59 | 0,61 | 0,76 |

Примечание. Б — базальт; АБ — андезитобазальт; А — андезит; Д — дацит; f' и al' см. в табл. 11.

жуточную позицию между ними. В свою очередь, бонинские лавы, предельно бедные двумя последними компонентами, по соотношениям всех главных петрогенных элементов имеют промежуточные характеристики между породами дуг Тонга и Марианской (см. рис. 25).

При сопоставлении составов пород, относящихся к толеитовым (табл. 12, рис. 26) и известково-щелочным (табл. 13, рис. 27) сериям четвертичного возраста, также устанавливаются существенные петрохимические отличия между связанными рядами составляющих их вулканических образований из разных регионов. Наиболее отчетливо они разделяются по разным уровням концентраций щелочей, титана и фосфора, причем, как и в случае с бонинитовыми сериями, взаимное расположение вариационных кривых на диаграммах оказывается незакономерным, подчеркивая индивидуальный характер петрохимических особенностей каждой из рассмотренных естественных ассоциаций.

Сравнивая вариационные кривые для разных типов серий, взятых даже в одной

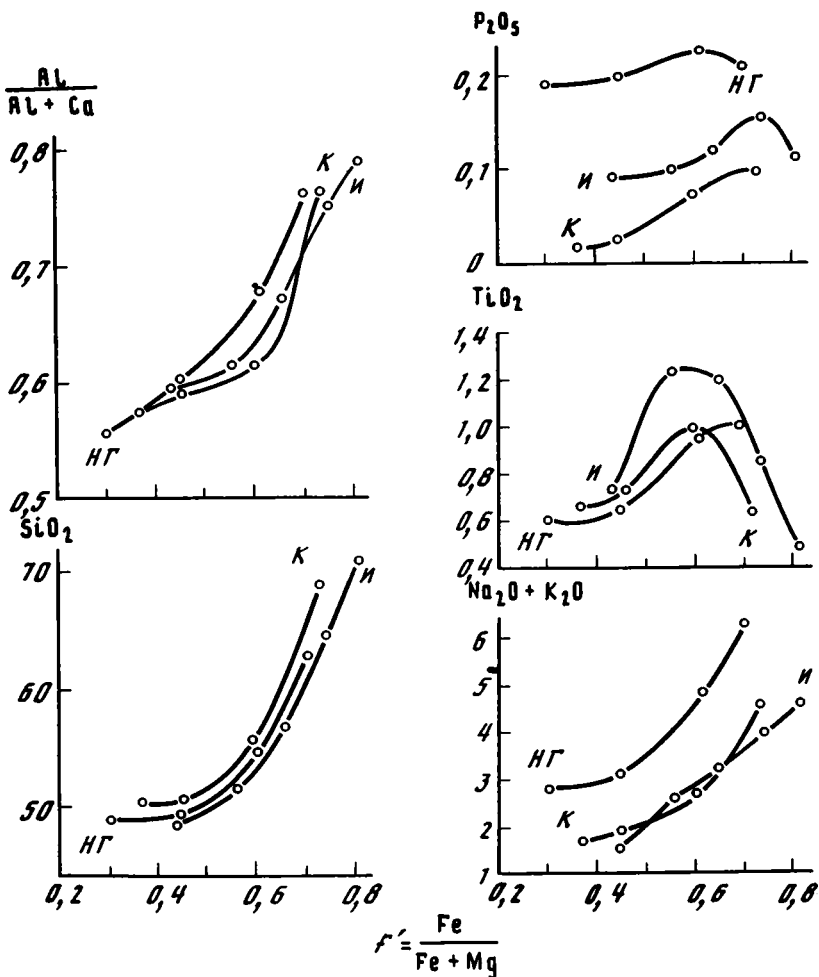


Рис. 26. Вариации петрохимических параметров толентовых серий из разных регионов
И — Идзу-Бонинская дуга; НГ — Новогбридская дуга; К — дуга Кермадек (см. табл. 12)

системе дуг (рис. 28), нельзя не отметить резкий контраст между ними по всему спектру петрохимических параметров. Расхождения при этом уже систематичны и столь значительны, что полностью исключают вероятность генетической связи серий с единым типом родоначальной магмы. На это обстоятельство не раз обращали внимание многие исследователи вулканизма островных дуг, справедливо увязывая его с гетерогенностью процессов магмообразования в недрах данных структур. На основе результатов, обсужденных в настоящем разделе, последнее заключение можно дополнить тем, что по- существу каждая вулканическая серия, связанная с магматической эволюцией островных дуг, по своему уникальна в петрохимическом отношении и, принадлежа к той или иной группе серий, отражает свои, только ей присущие особенности процессов петрогенеза, начиная от стадий генерации родоначальной магмы до заключительных этапов магматической дифференциации.

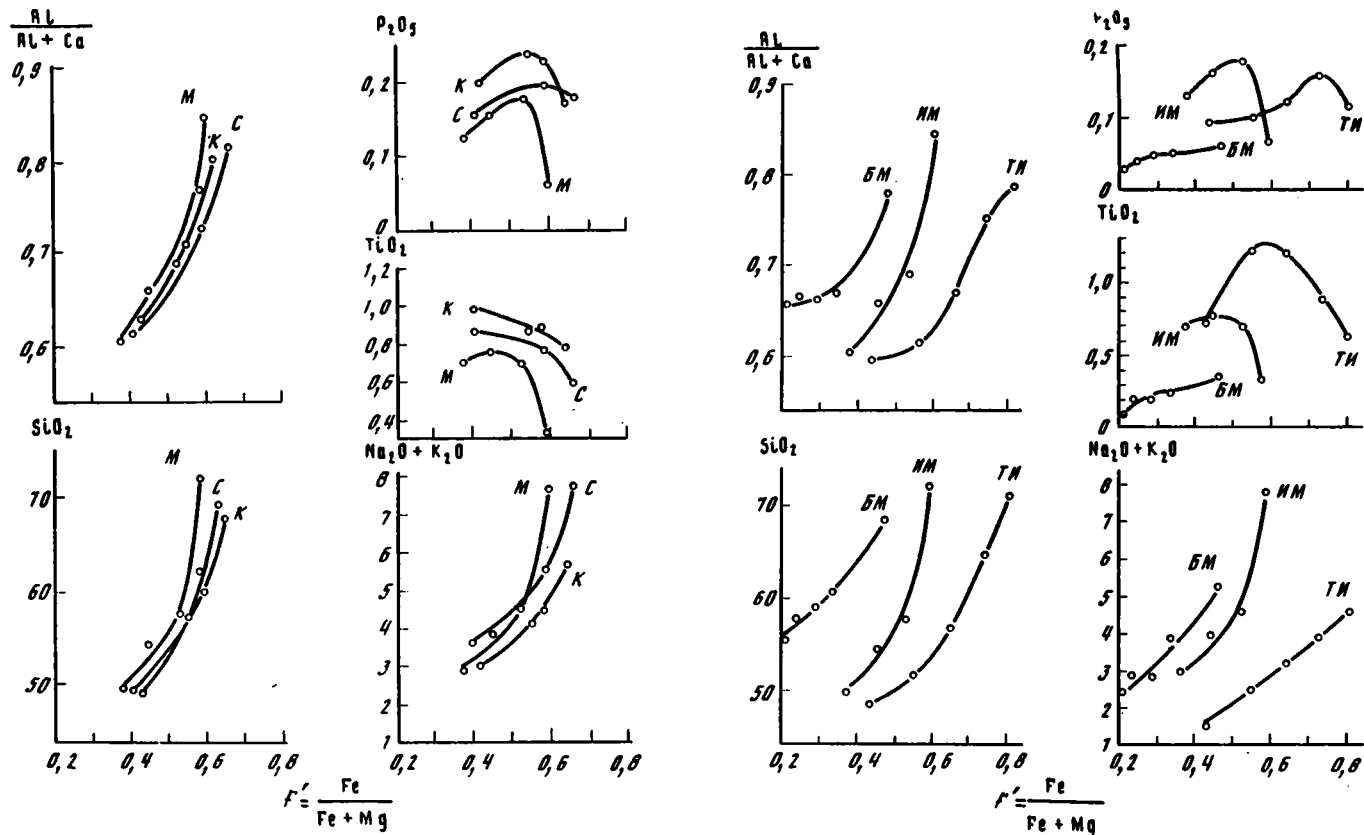


Рис. 27. Вариации петрохимических параметров известково-щелочных серий из разных регионов
 К – Курильская дуга; М – Марианская дуга; С – дуга Саигихе (см. табл. 13)

Рис. 28. Контрастность петрохимических параметров различных вулканических серий Идзу-Бонин-Марианского региона
 БМ – бонинитовая; ИМ – известково-щелочная; ТИ – голенитовая

Таблица 13
Петрохимические составы и параметры пород
дифференцированных известково-щелочных серий в разных регионах

| Компоненты | Б | Б | АБ | А | Д |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|
| Южный сегмент Марианской дуги [Dixon, Stern, 1983] | | | | | |
| SiO ₂ | 49,97 | 49,87 | 54,24 | 57,61 | 71,97 |
| TiO ₂ | 0,67 | 0,71 | 0,77 | 0,72 | 0,31 |
| Al ₂ O ₃ | 15,22 | 16,15 | 17,36 | 16,83 | 14,07 |
| FeO* | 8,86 | 9,27 | 8,00 | 7,79 | 2,04 |
| MnO | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,15 | 0,09 |
| MgO | 11,46 | 8,55 | 5,52 | 3,88 | 0,82 |
| CaO | 11,52 | 12,27 | 9,89 | 8,35 | 2,76 |
| Na ₂ O | 1,72 | 2,25 | 3,03 | 3,27 | 5,57 |
| K ₂ O | 0,37 | 0,63 | 0,87 | 1,31 | 2,30 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,13 | 0,16 | 0,18 | 0,06 |
| f' | 0,30 | 0,38 | 0,45 | 0,53 | 0,58 |
| al' | 0,59 | 0,59 | 0,66 | 0,69 | 0,85 |
| Компоненты | Б | А | А | А | Д |
| Курильская дуга [Горшков, 1967] | | | | | |
| SiO ₂ | 49,27 | 57,40 | 62,25 | | 69,01 |
| TiO ₂ | 1,03 | 0,88 | 0,90 | | 0,80 |
| Al ₂ O ₃ | 17,47 | 17,57 | 16,79 | | 14,91 |
| FeO* | 9,88 | 7,95 | 6,33 | | 3,93 |
| MnO | 0,11 | 0,15 | 0,18 | | 0,14 |
| MgO | 7,77 | 3,70 | 2,55 | | 1,22 |
| CaO | 11,15 | 7,93 | 5,65 | | 4,08 |
| Na ₂ O | 2,25 | 3,02 | 3,30 | | 4,27 |
| K ₂ O | 0,87 | 1,16 | 1,32 | | 1,49 |
| P ₂ O ₅ | 0,20 | 0,24 | 0,23 | | 0,15 |
| f' | 0,42 | 0,55 | 0,58 | | 0,64 |
| al' | 0,63 | 0,71 | 0,77 | | 0,80 |
| Компоненты | Б | А | А | А | Д |
| Дуга Сангхе [Morrice et al., 1983] | | | | | |
| SiO ₂ | 50,17 | 57,69 | 59,71 | | 67,73 |
| TiO ₂ | 0,87 | 0,79 | 0,80 | | 0,62 |
| Al ₂ O ₃ | 16,39 | 17,50 | 16,57 | | 15,16 |
| FeO* | 9,54 | 7,68 | 7,36 | | 4,22 |
| MnO | 0,17 | 0,17 | 0,15 | | 0,12 |
| MgO | 7,72 | 3,57 | 2,85 | | 1,24 |
| CaO | 11,27 | 7,69 | 6,78 | | 3,79 |
| Na ₂ O | 2,73 | 3,72 | 3,73 | | 4,23 |
| K ₂ O | 0,97 | 0,02 | 1,84 | | 2,70 |
| P ₂ O ₅ | 0,16 | 0,18 | 0,20 | | 0,19 |
| f' | 0,41 | 0,55 | 0,59 | | 0,66 |
| al' | 0,62 | 0,72 | 0,73 | | 0,82 |

Примечание. Буквенные обозначения как в табл. 12; f' и al' см. в табл. 11.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЕТЕРОГЕННОСТИ ОСТРОВДУЖНЫХ МАГМ

В существующих обобщениях по геохимии вулканизма островных дуг, начиная от самых ранних работ и кончая публикациями последних лет, обыкновенно доминирует стремление выявить комплекс геохимических признаков, по которым специфические для него серии пород генетически несовместимы одна с другой. По общему мнению, наиболее показательны в данном отношении закономерности распределения типично литофильных элементов, одни из которых (Rb, Cs, Ba и Sr) образуют крупные катионы с низкой валентностью, а другие (PЗЭ, Sr, Hf, Nb, Ta, Th и U), наоборот, имеют малые размеры и высокую валентность в ионном состоянии.

Доказанная на этих основаниях геохимическая несовместимость разных типов серий, несомненно, свидетельствует о гетерогенности магм, которые возникают в недрах дуг, однако со всех точек зрения не менее важно то, что даже породы одного класса и одной сериальной принадлежности крайне неоднородны в геохимическом отношении. Например, характерной чертой базальтов толеитовых серий островных дуг считается близкий к хондритовому или даже обедненный легкими элементами тип распределения относительных концентраций PЗЭ. В то же время среди таких базальтов с очень схожими петрохимическими параметрами (табл. 14), кроме пород, обладающих типичными характеристиками, есть разновидности с явным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми (рис. 29). Для петрохимически близких пород ни различия в характере кривых распределения PЗЭ, ни широкие вариации их абсолютных концентраций (до 6–10 раз) нельзя объяснить ни чем иным, кроме изначальной геохимической гетерогенности магм, из которых образовались обсуждаемые базальты, хотя все они относятся к классу толеитов.

Разновидности пород известково-щелочных (табл. 15, рис. 30) и бонинитовых серий (табл. 16, рис. 31) при аналогичном сравнении приводят к тем же выводам. И там, и тут среди однотипных по валовому составу пород наблюдаются разности с отчетливо

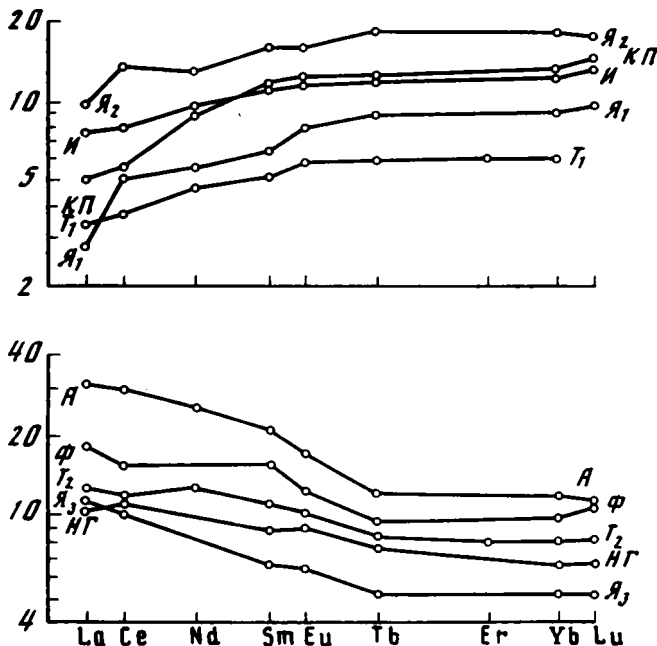


Рис. 29. Геохимически контрастные группы толеитовых базальтов островных дуг
Буквенные обозначения см. в табл. 14

Таблица 14

Содержания редкоземельных элементов в петрохимически близких базальтах тогештовой серии

| РЗЭ | КП | И | T ₁ | Я ₁ | Я ₂ | Я ₃ | T ₂ | Ф | НГ | А |
|-----|------|------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-------|------|------|
| La | 1,6 | 2,38 | 1,1 | 0,92 | 3,1 | 3,44 | 4,2 | 5,98 | 3,4 | 10,1 |
| Ce | 4,5 | 6,35 | 3,0 | 4,8 | 11,0 | 8,7 | 13,0 | 12,17 | 9,2 | 24,3 |
| Nd | 5,4 | 5,67 | 2,8 | 3,3 | 7,4 | — | 10,1 | — | — | 15,4 |
| Sm | 2,15 | 2,08 | 0,96 | 1,2 | 2,9 | 1,25 | 2,9 | 3,09 | 1,7 | 4,05 |
| Eu | 0,83 | 0,80 | 0,42 | 0,58 | 1,1 | 0,47 | 1,1 | 0,9 | 0,66 | 1,23 |
| Tb | 0,54 | 0,53 | 0,27 | 0,40 | 0,83 | 0,24 | 0,78 | 0,45 | 0,36 | — |
| Er | — | — | 1,2 | — | — | — | 3,3 | — | — | 2,47 |
| Yb | 2,35 | 2,30 | 1,18 | 1,7 | 3,3 | 1,07 | 3,0 | 2,04 | 1,30 | 2,42 |
| Lu | 0,46 | 0,38 | — | 0,28 | 0,51 | 0,16 | — | 0,38 | 0,22 | 0,35 |

Примечание. КП — хребет Кюсю-Палау, скв. 448 [Закарнадзе и др., 1984]; И — Идзу-Боннинская дуга, среднее для базальтов [Шараськин, 1987а]; T₁ — дуга Тонга-Кермадек, о-в Рауль [Ewart et al., 1977]; Я₁ — зона Фосса-Магна, Япония [Yajima et al., 1972]; Я₂ — центральная Япония, вулкан Хаконе [Yajima et al., 1972]; Я₃ — Юго-Западная Япония, о-в Ики [Ikeda, Tatsumi, 1981]; T₂ — дуга Тонга-Кермадек, о-в Ниуафоу [Ewart et al., 1977]; Ф — Филиппины, о-в Лусон [Lo, 1981]; НГ — Новогбридская дуга, о-в Эпи [Dupuy et al., 1982]; А — Алеутская дуга, о-в Умнак [Кау, 1977].

Таблица 15

Содержания редкоземельных элементов в петрохимически близких базальтах известково-щелочной серии

| РЗЭ | И | М | ЗМ | НГ | А | Я |
|-----|------|------|------|------|------|------|
| La | 6,52 | 4,55 | 3,3 | 15,4 | 13,0 | 9,05 |
| Ce | 10,3 | 9,88 | 8,0 | 30,0 | 27,3 | 19,2 |
| Nd | 9,14 | 7,8 | 6,0 | — | 17,5 | 16,3 |
| Sm | 2,72 | 2,30 | 2,0 | 3,4 | 4,38 | 4,16 |
| Eu | 0,99 | 0,80 | 0,75 | 1,1 | 1,43 | 1,28 |
| Tb | — | 0,48 | 0,43 | 0,47 | — | — |
| Er | 2,24 | — | — | — | 2,16 | 2,36 |
| Yb | 2,36 | 1,86 | 1,8 | 1,74 | 2,01 | 2,14 |
| Lu | 0,35 | 0,35 | 0,35 | 0,25 | — | — |

Примечание. И — тыловая зона Идзу-Боннинской дуги, о-в Ниисима [Masuda, 1966]; М — Марианская дуга, среднее для базальтов [Шараськин, 1987а]; ЗМ — Западно-Марианский хребет, скв. 451 [Закарнадзе и др., 1984]; НГ — Новогбридская дуга, о-в Фугуна [Dupuy et al., 1982]; А — Алеутская дуга, о-в Уналяска [Кау et al., 1982]; Я — Центральная Япония, гора Фудзи [Masuda, 1966].

несопоставимыми кривыми распределения РЗЭ и существенно отличающимися уровнями концентраций этих и ряда других редких элементов.

Можно полагать, что геохимическая гетерогенность петрогенетически близких пород тем или иным образом связана с региональными особенностями островных дуг, например, с мощностью и составом их коры, латеральной геохимической неоднородностью верхней мантии и т.п. Как будет показано далее, факторы такого рода действительно влияют на геохимические параметры островодужных магм, однако не только они играют определяющую роль. Это следует хотя бы из того, что геохими-

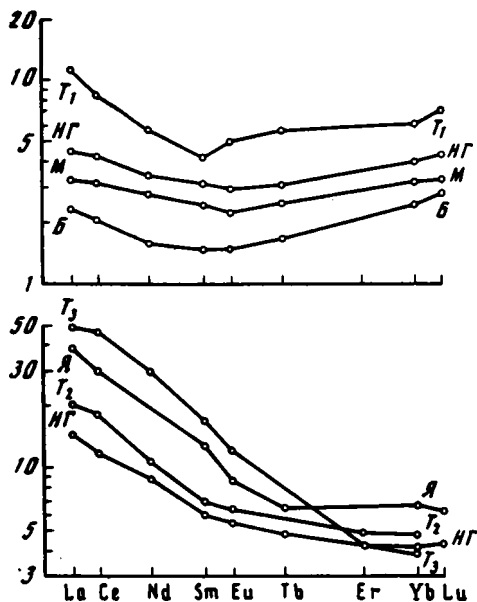
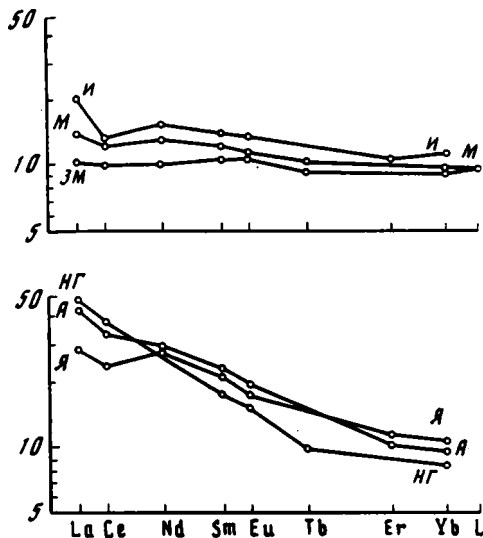


Рис. 30. Геохимически контрастные группы известково-щелочных базальтов островных дуг
Буквенные обозначения см. в табл. 15

Рис. 31. Геохимически контрастные группы бонинитов островных дуг.
Буквенные обозначения см. в табл. 16

чески разные типы толеитов встречаются на островных дугах с похожим строением коры, например на энсиматических, или даже в одном регионе, например в Японии или в системе дуг Тонга-Кермадек (см. рис. 29). Примером тому же являются геохимически разные бониниты из одной и той же вулканической провинции на востоке Новой Гвинеи [Jeppner, 1981] или же с северного окончания дуги Тонга (см. табл. 16, рис. 31). В подобных случаях различия явно определялись не региональными факто-

Таблица 16
Содержание редкоземельных элементов в петрохимически близких типах бонинитов

| РЗЭ | В | М | НК | Т ₁ | Т ₂ | Я | Т ₃ | НК |
|-----|------|------|-------|----------------|----------------|------|----------------|------|
| La | 0,75 | 1,06 | 1,47 | 3,6 | 6,53 | 12,2 | 15,98 | 4,9 |
| Ce | 1,71 | 2,6 | 3,51 | 7,0 | 14,74 | 24,2 | 37,72 | 11,9 |
| Nd | 0,95 | 1,7 | 2,09 | 3,5 | 6,36 | — | 17,29 | 5,3 |
| Sm | 0,29 | 0,47 | 0,602 | 0,82 | 1,30 | 2,41 | 3,23 | 1,27 |
| Eu | 0,11 | 0,16 | 0,21 | 0,44 | 0,45 | 0,62 | 1,02 | 0,39 |
| Tb | 0,08 | 0,12 | 0,144 | 0,27 | — | 0,39 | — | 0,22 |
| Er | — | — | — | — | 1,01 | — | 0,93 | 0,77 |
| Yb | 0,50 | 0,64 | 0,809 | 1,2 | 0,95 | 1,34 | 0,79 | 0,75 |
| Lu | 0,09 | 0,10 | 0,133 | 0,22 | — | 0,19 | — | — |

Примечание. В — Бонинские острова, обр. С-2 (настоящая работа); М — фронтальная зона Марианской дуги, обр. 1403 (настоящая работа); НГ — мыс Фогель, Папуа Новая Гвинея, обр. 2984 [Hickey, Frey, 1982]; Т₁ — северное окончание дуги Тонга, обр. 16-26/1 (настоящая работа); Т₂ — северное окончание дуги Тонга, ст. 24 [Falloon, Green, 1987]; Я — вулканический пояс Сегоути, Юго-Западная Япония [Tatsumi, Ishizaka, 1982]; Т₃ — северное окончание дуги Тонга, ст. 25 [Falloon, Green, 1987].

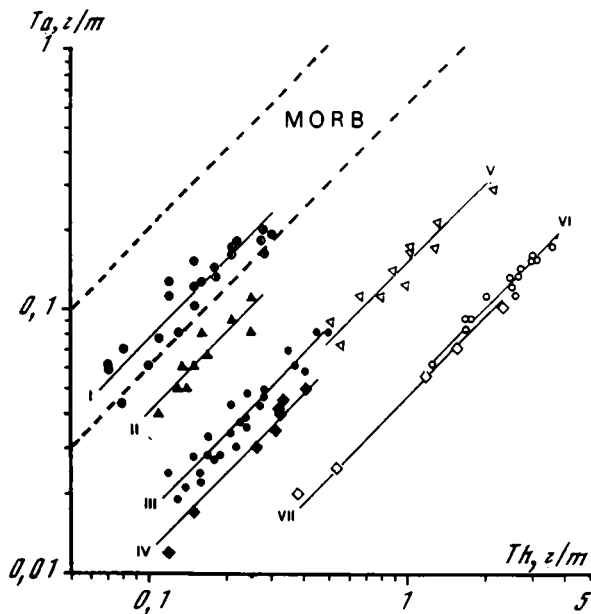


Рис. 32. Закономерности распределения Ta и Th в вулканических сериях разных структур Филиппинского моря (по: Шараськин, 1987а)

I — базальты тыловых зон спрединга; II–VII — серии: II — бонинитовая; III — толеитовая палеодуги Кюсю-Палау; IV — толеитовая Идзу-Бонинской дуги; V — известково-щелочная Японии; VI — известково-щелочная Западно-Марианского хребта; VII — известково-щелочная Марианской дуги; MORB — поле базальтов срединно-океанических хребтов

рами, а неадекватностью условий генерации и геохимическими особенностями родоначальных магм.

Связь вулканизма островных дуг Филиппинского моря с геохимически гетерогенными исходными магмами совершенно отчетливо устанавливается по целому ряду дополнительных критериев, и в частности, по закономерностям распределения Ta и Th [Шараськин, 1984б, 1987а]. Эти элементы интересны тем, что имеют очень низкие и почти одинаковые коэффициенты распределения кристалл/расплав для всех минеральных фаз, возникающих в процессах кристаллизационной дифференциации магм основного состава [Bougault et al., 1979]. Благодаря этому при всех изменениях абсолютных концентраций отношения элементов в генетически связанных сериях пород остаются постоянными и равными тем, какие были в исходной магме. На рис. 32 отчетливо видно, что все типы серий, выделяемых в пределах дуг Кюсю-Палау, Марианской, Идзу-Бонинской и Японской, действительно характеризуются заметным внутренним постоянством Ta/Th-отношений, но явно разными величинами этого параметра при переходе от одной к другой. При этом для некоторых, например известково-щелочных, серий наблюдаются как сходные, так и существенно расходящиеся значения отношений, по которым они оказываются ближе стоящими к иным, чем к родственным породам. В то же время ни одна из серий, показанных на диаграмме, не может быть объединена с другой не только из-за различий в Ta/Th-отношениях, но и благодаря явно разным уровням абсолютных концентраций как тантала, так и тория.

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ И СПРЕДИНГОВЫХ ЗОН

Высокие пропорции пород андезитового и более кислого состава среди вулканитов островных дуг были замечены давно, и многие исследователи продолжают и сейчас подчеркивать, что главную специфику глобального пояса андезитового вулканизма составляет обогащенность эндогенных магм кремнеземом, щелочами и группой редких щелочных и щелочно-земельных элементов. Проблема генезиса андезитов – одна из основных в развитии представлений о происхождении и структурно-вещественной эволюции континентальной коры. Детальный ее анализ, выполненный Дж. Гиллом [Gill, 1981] и превосходящий по широте охвата и тщательности аргументации исследование предшественников, показал, что доказательные случаи независимого происхождения андезитовых магм крайне редки. В подавляющем большинстве они образуются из родоначальных базальтовых магм, составляя переходное звено между более основными и более кислыми их дифференциатами.

Андезиты в различных модификациях действительно являются закономерными членами всех дифференцированных вулканических серий островных дуг. Генетические взаимосвязи их с соответствующими основными и кислыми лавами устанавливаются по экспериментальным данным, по соотношениям с другими породами в единых разрезах стратовулканов, а также по совокупности минералогических, петрохимических и изотопно-геохимических критериев. Таким образом, родоначальные для андезитов магмы, как правило, имеют весьма основные составы, и только на особых стадиях эволюции островных дуг, отмечаемых периодами формирования гранитоидных интрузий, наблюдаются проявления специфического андезитового и более кислого вулканизма, совершенно иная природа которого легко распознается по типично "коровым" изотопно-геохимическим характеристикам. В остальных случаях высокие пропорции андезитовых и более кислых пород среди вулканитов островных дуг есть результат глубоко заходящих процессов дифференциации исходных основных магм, и в данном отношении магматические процессы на островных дугах в первую очередь отличаются от магматизма спрединговых зон, в том числе и тех, которые зарождаются и действуют в их тылу. Другое принципиально важное различие состоит в охарактеризованной выше чрезвычайно высокой степени петрохимической и геохимической гетерогенности островодужных эффузивов, которая просто несоизмерима с вариациями тех же характеристик в базальтах из срединно-океанических или краевых зон спрединга (см. гл. 3). Специфику магматизма островных дуг подчеркивают и отмечавшиеся в первом разделе данной главы наблюдения, согласно которым петрогенетически разные типы серий могут развиваться в пределах одного региона как синхронно, так и в разной последовательности, сменяя друг друга во времени. Наконец, еще одна отличительная особенность, общая для всех типов островодужных магм, выявляется при сравнении концентраций редких и рассеянных элементов в малодифференцированных породах серий с их содержаниями в базальтах океанических центров спрединга.

Данные, использованные для такого сравнения, сведены в табл. 17 и проиллюстрированы диаграммами на рисунках 33, а–г, которые показывают две интересные и важные закономерности: 1) общая степень обогащенности литофильными редкими элементами возрастает от бонинитов к толеитовым, затем к известково-щелочным и, наконец, к щелочным базальтам; 2) в сравнении со средним уровнем содержаний в MORB почти все типы основных по составу вулканитов островных дуг обогащены K, Rb, Ba, Sr и отчасти Th, но имеют явно более низкие концентрации Hf, Zr, Ti, тяжелых P3Э, Y и Ta.

Эти геохимические особенности важны не только как критерий резких различий в условиях генерации магм под островными дугами и в недрах спрединговых зон. Низкие уровни концентраций Ti, Zr, Hf, Ta, Nb и некоторых других магмофильных эле-

Таблица 17

Средние содержания редких и рассеянных элементов в бонинитах
и базальтах некоторых островных дуг западной окраины Тихого океана, г/т

| Бониниты | | | | | | | |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| РЭ | 1 | 2 | 3а | 3в | 4а | 4в | 5 |
| Ti | 1 019 | 1 139 | 1 500 | 1 708 | 1 679 | 2 200 | 1 620 |
| P | 175 | 218 | 262 | 240 | 131 | 297 | 175 |
| K | 4 450 | 5 810 | 1 990 | 3 530 | 3 320 | 2 660 | 4 070 |
| Rb | 9,7 | 12,5 | 10 | 8 | 8 | 7 | 10 |
| Ba | 27 | 24 | 20 | 105 | 34 | 37 | 53 |
| Sr | 71 | 118 | 106 | 160 | 232 | 89 | 228 |
| Y | 4 | 5 | 10 | 8 | 7 | 6 | 9 |
| La | 0,9 | 1,2 | 3,6 | 4,9 | 1,6 | 4,5 | 4,7 |
| Ce | 2,0 | 2,6 | 7,0 | 10,6 | 3,7 | 9,4 | 11,1 |
| Tb | 0,09 | 0,13 | 0,24 | — | 0,15 | 0,20 | 0,24 |
| Yb | 0,55 | 0,62 | 1,2 | 0,76 | 0,77 | 0,68 | 0,93 |
| Zr | 19 | 33 | 41 | 24 | 30 | 56 | 70 |
| Hf | 0,48 | 0,80 | 1,2 | — | 0,66 | 1,3 | 1,65 |
| Ta | 0,04 | 0,07 | 0,26 | — | — | — | — |
| Th | 0,09 | 0,17 | 0,28 | — | — | — | — |
| Cr | 786 | 1 115 | 1 380 | 920 | 620 | 995 | 870 |
| Ni | 192 | 306 | 310 | 200 | 144 | 253 | 297 |

Толенты

| РЭ | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ti | 5 400 | 3 780 | 5 040 | 3 360 | 4 200 | 6 680 | 4 860 | 5 400 |
| P | 560 | 440 | 390 | 306 | 830 | 440 | 260 | 780 |
| K | 4 450 | 2 200 | 1 990 | 2 990 | 3 600 | 1 410 | 2 240 | 4 730 |
| Rb | 8 | 5 | 5 | 9 | 5,1 | 2,2 | 3,3 | 10,8 |
| Ba | 216 | 110 | 86 | 31 | 121 | 48 | 92 | 230 |
| Sr | 440 | 2 000 | 182 | 125 | 550 | 155 | 160 | 390 |
| Y | 19 | 12 | 12 | 20 | 18 | 20 | 21 | 21 |
| La | 6,2 | 3,1 | 2,4 | 1,95 | 3,75 | 3,14 | 2,2 | 5,98 |
| Ce | 15,13 | 9,3 | 6,35 | 5,23 | 8,4 | 7,93 | 6,4 | 12,17 |
| Tb | 0,47 | 0,8 | 0,53 | 0,51 | 0,34 | 0,56 | 0,40 | 0,45 |
| Yb | 1,7 | 3,0 | 2,3 | 2,46 | 1,23 | 1,7 | 1,6 | 2,04 |
| Zr | 85 | 22 | 24 | 45 | 40 | 48 | 36 | 67 |
| Hf | 1,97 | 0,54 | 0,66 | 1,1 | 1,07 | 1,15 | 0,9 | 1,63 |
| Ta | 0,07 | 0,02 | 0,014 | 0,03 | 0,035 | — | — | — |
| Th | 0,65 | 0,3 | 0,12 | 0,14 | 0,38 | 0,48 | 0,27 | — |
| Cr | 40 | — | 76 | 168 | 127 | 190 | 53 | 43 |
| Ni | 17 | — | 19 | 103 | 43 | 40 | 18 | 30 |

Известково-щелочные

| РЭ | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----|-------|-------|-------|-------|--------|
| Ti | 6 000 | 5 700 | 4 850 | 4 500 | 5 800 |
| P | 870 | 800 | 740 | 610 | 1 300 |
| K | 9 100 | 7 500 | 5 650 | 4 820 | 12 300 |
| Rb | 21 | 7,1 | 10 | 4,5 | 19,5 |

Таблица 17 (продолжение)

| РЭ | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----|------|------|------|------|------|
| Ba | 450 | 115 | 187 | 149 | 248 |
| Sr | 630 | 350 | 340 | 518 | 840 |
| Y | 15 | 15 | 19 | 17 | 24 |
| La | 7,6 | 6,35 | 4,55 | 5,6 | 16,6 |
| Ce | 19,6 | 15,5 | 9,98 | 11,6 | 33,6 |
| Tb | 0,46 | 0,47 | 0,48 | 0,44 | 0,52 |
| Yb | 1,54 | 1,16 | 1,86 | 1,75 | 1,9 |
| Zr | 80 | 72 | 65 | 46 | 95 |
| Hf | 2,0 | 1,78 | 1,6 | 1,18 | 2,55 |
| Ta | — | 0,13 | 1,0 | 0,4 | 0,34 |
| Th | — | 0,82 | 0,85 | 0,96 | 2,1 |
| Cr | 130 | 150 | 68 | 58 | 24 |
| Ni | 30 | 65 | 33 | 11 | 17 |

Шошониты и другие щелочные базальты

| РЭ | 1 | 2 | 3 | 4 |
|----|--------|--------|--------|--------|
| Ti | 5 580 | 3 270 | 4 900 | 14 200 |
| P | 1 480 | 1 640 | 1 190 | 1 200 |
| K | 16 200 | 20 150 | 16 000 | 36 200 |
| Rb | 83 | 39 | 76 | 48 |
| Ba | 850 | 553 | 680 | 570 |
| Sr | 540 | 665 | 970 | 790 |
| Y | — | 41 | 14 | 32 |
| La | 23,6 | 17 | 13 | 26 |
| Ce | 53,8 | 45 | 28 | 55 |
| Tb | 0,47 | — | 0,40 | 0,68 |
| Yb | 1,0 | — | 1,6 | — |
| Zr | 125 | 158 | 46 | 172 |
| Hf | 3,0 | 4,7 | 1,1 | 3,9 |
| Ta | — | 0,3 | — | 2,4 |
| Th | — | — | 1,05 | 3,5 |
| Cr | 950 | 65 | 130 | 430 |
| Ni | 600 | 30 | 43 | 274 |

Примечание. *Бониниты.* 1 — среднее для бонинитов Идзу-Бонинской дуги [Шараськин, 1987а]; 2 — среднее для бонинитов Марианской дуги [Шараськин, 1987а]; 3а, в — среднее для геохимически разных типов бонинитов дуги Тонга по данным [Sharaskin et al., 1983; Fallon et al., 1987]; 4а, в — среднее для геохимически разных типов бонинитов Папуа, Новая Гвинея по данным [Карпенко и др., 1984; Jenner, 1981; Hickey, Frey, 1982; Cameron et al., 1983]; 5 — среднее для бонинитов Новой Каледонии по данным [Cameron et al., 1983; Sameshima et al., 1983]. Здесь и далее прочерк означает отсутствие данных.

Толеиты. 1 — Алеутская дуга [Kay et al., 1982; McCulloch, Perfitt, 1982]; 2 — Япония [Wood et al., 1980; Masuda, 1966]; 3 — Идзу-Бонинская дуга [Шараськин, 1987а]; 4 — хребет Кюсю-Палау [Шараськин, 1987а; Закариадзе и др., 1984]; 5 — Новогейбридская дуга [Dupuy et al., 1982]; 6 — дуга Тонга [Ewart et al., 1977]; 7 — дуга Кермадек [Ewart et al., 1977]; 8 — Филиппины, о-в Лусон [Divis, 1980].

Известково-щелочные. 1 — Алеутская дуга [Kay et al., 1982; McCulloch, Perfitt, 1982]; 2 — Северо-Восточная Япония [Wood et al., 1980]; 3 — Марианская дуга [Шараськин, 1987а]; 4 — Западно-Марианский хребет [Закариадзе и др., 1984]; 5 — Новогейбридская дуга [Dupuy et al., 1982].

Шошониты и другие щелочные базальты. 1 — Камчатка [Волынец, Аношин, 1986]; 2 — Фиджи [Фролова, 1987]; 3 — Абсарскиты Тайваня [Chen, 1982]; 4 — Япония, о-в Оки [Wood et al., 1980].

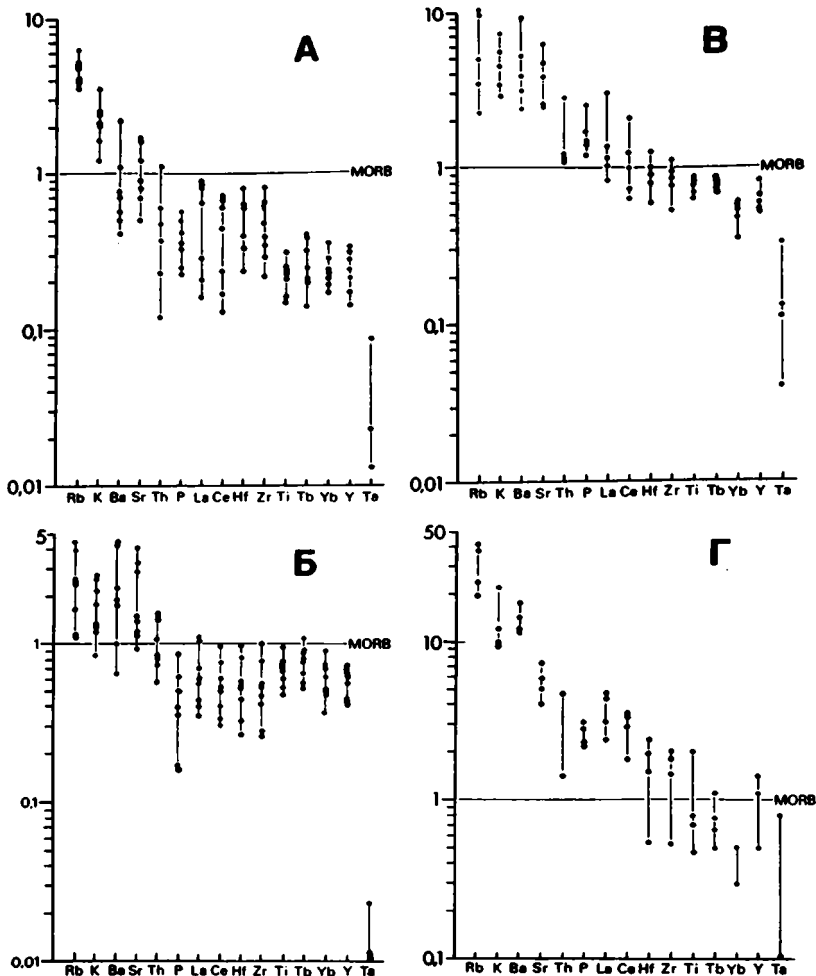


Рис. 33. Относительные концентрации магмофильных редких элементов в характерных типах лав островных дуг

А — в бонинитах; Б — в толеитовых базальтах; В — в известково-щелочных базальтах; Г — в щелочных базальтоидах (см. табл. 17)

ментов продолжают сохраняться в средних и кислых дифференциатах как бонинитовых, так и главных по объемам толеитовых и известково-щелочных серий. В итоге даже наиболее дифференцированные разновидности пород этих серий, отвечающие по уровню концентаций кремнезема среднему составу пород верхней коры, имеют заметно более низкие содержания многих, весьма типичных для этого слоя редких элементов, как это видно из данных по распространенности Zr и Hf (табл. 18).

Таким образом, сиалическая тенденция, проявляемая в составах магм, возникающих под островными дугами, не является абсолютной, и любые по масштабам процессы выделения андезитовых и более дифференцированных фракций из первичных эндогенных расплавов явно не в состоянии обеспечить прирост массы сиалического вещества в составе коры дуг со всеми характерными для него особенностями. Более подробно эта проблема с различных точек зрения обсуждается в следующей главе работы, а для всестороннего анализа самой природы магматизма дуг необходимо теперь обратиться к данным изотопной геохимии.

Таблица 18

Типичные уровни концентраций SiO₂, Zr, Hf в лавах кислого состава некоторых островных дуг западной окраины Тихого океана

| Регион | Тип серии | SiO ₂ | Zr | Hf | Источники данных |
|--|---------------------|------------------|---------|---------|--|
| Алеутские острова | Толентовая | 61,3 | 237 | — | [Борсук и др., 1982] |
| Курильская дуга | То же | 61,0 | 90 | — | [Пискунов, 1986; Авдейко и др., 1987] |
| Япония | Известково-щелочная | 63,4 | 140 | 4,0 | [Wood et al., 1980] |
| Идзу-Бонинская дуга | Толентовая | 63–70 | 100–138 | 2,5–4,3 | [Шараськин, 1987a] |
| Марианская дуга | Известково-щелочная | 70 | 82 | 2,2 | Там же |
| Новая Британия | То же | 64–75 | 130–180 | 3,2–4,3 | [Colley, Warden, 1974] |
| Фиджи | Толентовая | 71–75 | 71–122 | 3,8–4,5 | [Фролова, 1987] |
| Новогвинецкая дуга | То же | 61–67 | 157 | 3,8 | [Colley, Warden, 1974; Dupuy et al., 1982] |
| Тонга-Кермадек | " | 63–70 | 66–140 | 1,1–2,1 | [Ewart et al., 1977] |
| Кислые породы дуг в целом | | 61–75 | 71–180 | 1,1–4,5 | |
| Верхняя кора континентов (Канадский щит) | | 65 | 240 | 5,8 | [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] |

ХАРАКТЕР И ОСНОВНЫЕ ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ ИЗОТОПНЫХ ПАРАМЕТРОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЯХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Давно замечено, что по изотопным характеристикам вулканические породы островных дуг существенно отличаются от базальтов спрединговых зон. В целом для них типичны более радиогенные составы изотопов Sr и Pb, пониженные величины отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, а также весьма широкие диапазоны вариаций этих и других изотопных параметров.

Отмечаемая для ряда островных дуг поперечная зональность в распределении вулканических серий с позиций изотопной геохимии изучена пока в ограниченных масштабах, но и те данные, какие есть, указывают на явно неодинаковый характер вариаций изотопных параметров в разных регионах.

Д.З. Журавлев с соавторами [1983, 1985], изучавшие распределение изотопов Sr и Nd в вулканитах Алеутской и Курильской дуг, отмечают, что в целом от фронтальных к тыловым зонам обеих структур одновременно снижаются величины изотопных отношений и того и другого элемента. Диапазоны их изменения относительно невелики, но сам тренд взаимной корреляции явно отличен от негативной линейной зависимости между значениями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, которая считается характерным признаком магм чисто мантийного генезиса. По мнению авторов, причиной отклонения являются неравновесные процессы взаимодействия мантийных магм с породами коры и в очень незначительной степени с веществом океанических осадков.

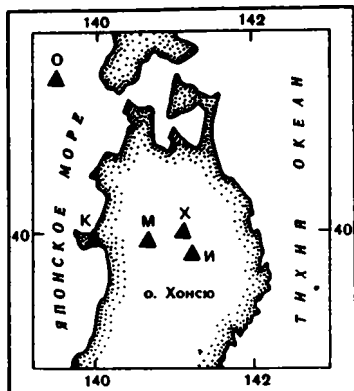


Рис. 34. Поперечная цепь вулканов севера о-ва Хонсю, охарактеризованных данными изотопной геохимии

О — Осима-Осима; К — Кампу-Сан; М — Мариноси; Х — Хатимантай; И — Ивате. Вариации изотопных параметров приведены на рис. 35

Для позднекайнозойских эффузивов Камчатки в последнем обобщении данных по изотопам Sr [Авдейко и др., 1987] отчетливые признаки зональности в распределении Sr-изотопных отношений не установлены. Напротив, исследователи подчеркивают почти полное совпадение этих параметров в базальтах разных по щелочности серий, предполагая их связь с единым магмогенерирующим субстратом. Выделяются только калиевые щелочные базальтоиды Западной Камчатки, более радиогенный состав стронция в которых может быть обусловлен разными факторами, в том числе и коровой контаминацией. Взаимодействие малоглубинных магматических очагов с веществом вмещающей сиалической коры рассматривается в работе как главная причина разнообразия изотопных параметров средних-кислых лав Камчатки, одни из которых наследуют значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерные для базальтов, тогда как другие отличаются от них более высокими относительными содержаниями радиогенного изотопа.

Уникальным примером изученности изотопной геохимии пород одних и тех же вулканов, располагающихся вкост простирания вулканического пояса, является район Северного Хонсю. Для всех изотопных систем здесь устанавливается единообразный характер распределения компонентов, суть которого в том, что увеличение в породах относительных концентраций материнских радиоактивных изотопов сопровождается снижением таких концентрация для дочерних продуктов реакций радиоактивного распада. Данная зависимость между изотопными параметрами полностью исключает вероятность образования разных типов магм северного сегмента Японской островной дуги за счет единого с геохимической точки зрения источника вещества в недрах.

Характер корреляции между средними величинами изотопных отношений для поперечной цепи вулканов Северного Хонсю (рис. 34), показанный на ряде графиков (рис. 35), требует смешения минимум двух геохимически разных источников. В породах тыловой в этой цепи вулкана Кампу-сан установлены минимальные в сравнении с остальными величины стронциевых и свинцовых изотопных отношений, но максимальные значения параметра $\epsilon \text{ Nd}$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70300$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,645$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,675$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 28,845$; $\epsilon \text{ Nd} = +8,3$). Еще менее радиогенные отношения изотопов Sr и Pb известны для пород другого, расположенного севернее вулкана Осима-Осима, который также принадлежит к тыловой зоне пояса ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70285$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,385$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,660$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,585$). По всей совокупности изотопных характеристик породы и того и другого вулкана неотличимы от базальтов спрединговых зон, но резко обогащены в сравнении с ними K, U, Th, Pb, Rb, Sr и Nd. Это означает, что в случае генетической связи с деплетированной мантией магматизм тыловой зоны Северного Хонсю должен был развиваться при значительно меньших степенях ее частичного плавления, чем в центрах спрединга, формирующих океаническую ко-

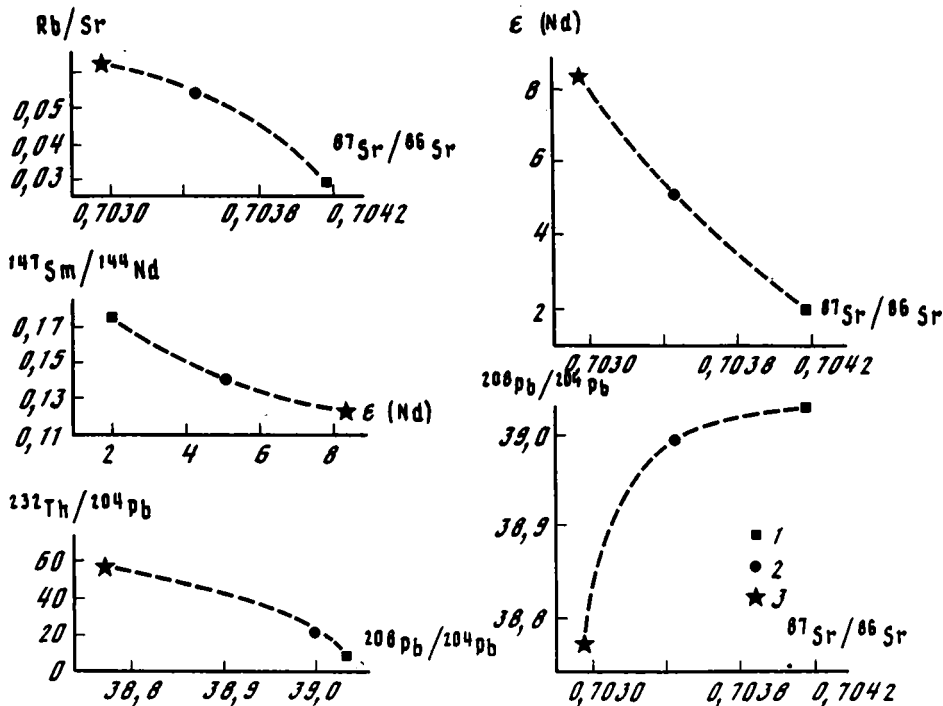


Рис. 35. Закономерности изменения средних параметров трех изотопных систем в вулканических породах севера о-ва Хонсю вкостр простираания вулканического пояса (по: [Hedge, Khighi, 1969; Nohda, Wasserburg, 1981])

1 — толеиты вулканов Ивате и Хатимантай; 2 — известково-щелочные базальты вулкана Мориоси; 3 — щелочные лавы вулканов Кампу-Сан и Осима-Осима

ру. Малый процент плавления вещества источника объясняет и максимальное накопление в данном случае материнских изотопов ^{87}Rb , ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th , но низкую степень обогащения изотопом ^{147}Sm относительно дочерних продуктов распада, так как в парах Rb–Sr, U–Pb, Th–Rb и Nd–Sm у первых элементов свойство некогерентности выражено сильнее, чем у вторых. Соответственно при магмообразовании именно они должны в большей мере экстрагироваться в расплавы, причем тем интенсивнее, чем ниже степень плавления исходного субстрата.

Если вещество деплетированной мантии остается основным источником магм не только в тыловой, но и в промежуточной (вулкан Мориоси) и во фронтальной зонах (вулканы Ивате и Хатимантай) (см. рис. 34), то наблюдаемые корреляции в изменениях изотопных отношений (см. рис. 35) требуют добавок к ее веществу компонентов из других источников, более богатых радиогенными свинцом и стронцием, но с меньшими величинами $\epsilon(\text{Nd})$. Этим условиям удовлетворяют либо древняя сиалическая кора и океанические осадки, либо иные по составу мантийные резервуары типа тех, которые предполагаются, например, ответственными за магматизм ряда океанических островов [Zindler, Hart, 1986; и др.]. При любом из вариантов смешения снижение концентраций некогерентных редких элементов в породах по направлению к фронту вулканического пояса, включая и уменьшение содержаний материнских изотопов относительно дочерних, нельзя интерпретировать иначе, как признаки увеличения степени плавления вещества источников.

Окончательный выбор варианта смешения в рассмотренном случае сделать невозможно, тем более что существующие геотектонические концепции происхождения и

эволюции островных дуг не исключают вероятности одновременного взаимодействия самых разных источников вещества при развитии магматизма этих структур. Такой точки зрения придерживаются, в частности, исследователи, изучавшие изотопную геохимию вулканизма Индонезийских дуг [Withford et al., 1979; White, Patchett, 1984], где установленные закономерности в распределении параметров только отчасти похожи на описанные выше. Общая картина здесь намного сложнее и для ее интерпретации действительно необходимо предполагать меняющиеся от района к району схемы смешения разных мантийных источников между собой, с породами сиалической коры и с веществом не только пелагических, но и терригенных осадков.

На самих Японских островах за пределами Северного Хонсю характер распределения изотопных параметров также становится значительно менее систематичным, что особенно отчетливо проявляется в вариациях отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, данные по которым сейчас наиболее многочисленны. В Центральной Японии, вокруг вулкана Акаги, установлена крупная изотопная аномалия с весьма высокими величинами отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70643-0,70877$ [Notsu et al., 1987]. Другой областью пород, сильно обогащенных радиогенным стронцием, является вулкан Кисо-Онтаки в Юго-Западной Японии, где значения отношений заключены в интервале $0,70515-0,70684$ [Matsuhisa, Kurosawa, 1983]. Обе аномалии отчетливо выделяются на общем фоне более низких значений отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, диапазон которых в большинстве случаев составляет $0,70360-0,70490$, а в зоне Фосса-Магна, непосредственно разделяющей аномальные области, опускается до $0,70325-0,70406$. Эти весьма существенные перепады изотопных параметров наблюдаются в пределах сравнительно небольшого сегмента Японской островной дуги, и объяснить их, не прибегая к поликомпонентным моделям смешения, не представляется возможным.

Сложный характер процессов, определяющих генерацию и эволюцию составов магм при развитии вулканизма на островных дугах, подтвердили, едва начавшись, исследования закономерностей распределения изотопов гафния [White, Patchett, 1984], а также данные о неравновесных отношениях $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. В последних изотоп, стоящий в числителе, является промежуточным продуктом распада ^{238}U , что дает возможность судить о вариациях U/Th -отношений в магмогенерирующей среде, сняв проблемы неадекватности геохимических свойств этих элементов. Изучение с помощью данного метода пород Алеутской и Марианской островных дуг [Newman et al., 1984] показало, в частности, что зоны магмообразования в недрах первой структуры, возможно, были контаминированы измененными базальтами океанской коры, тогда как во втором случае вероятность такой схемы смешения необходимо исключить.

Вариабельный характер изотопной зональности вулканизма островных дуг, вытекающий из рассмотренных выше примеров, уже отмечался в литературе [Журавлев и др., 1983]. Он сочетается со сложным изменением изотопных параметров извергаемых пород и вдоль их простираения независимо от того, меняется при этом сериальная принадлежность эффузивов или нет [Шараскин, 1987а]. Примеры явной продольной зональности для тех дуг, вулканы которых образуют узкие, линейные по очертаниям в пространстве зоны вулканизма, показаны на рис. 36. Для Идзу-Бонинской дуги, представляющей один из таких примеров, снижение роли радиогенного стронция в составе продуктов извержений от северных вулканических центров к южным совпадает с уменьшением мощности коры в данном направлении, и если бы не тенденция к параллельному снижению отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, продольные вариации в данном случае можно было бы объяснить падением степени контаминированности магм веществом коры в направлении с севера на юг. Еще труднее считать этот фактор ведущим для дуг Марианской и Сангихе, мощность энсиматической коры которых остается по простираению сравнительно постоянной, а изотопные параметры меняются не менее интенсивно, чем в Идзу-Бонинской дуге.

И все же фактор коровой контаминации, несмотря на все трудности его выявления

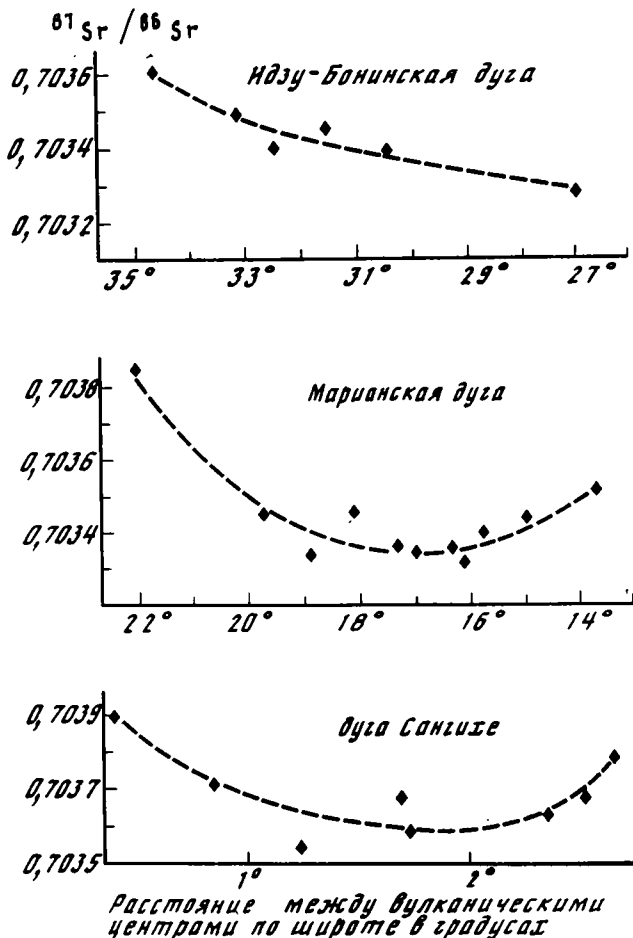


Рис. 36. Изменение изотопных характеристик вулканизма вдоль простираения некоторых энсиматических островных дуг (по данным из работ [Шараськин, 1987а; Morrice et al., 1983])

в отдельных регионах, безусловно, оказывает влияние на изотопные характеристики островодужного вулканизма. Этот вывод получил признание после первых крупномасштабных сопоставлений средних величин отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для эффузивов островных дуг с разным типом строения коры [Leeman, 1983; и др.]. Сейчас благодаря большому количеству новых данных такое сопоставление удастся провести не только на более представительной основе и по признаку строения коры, но также в зависимости от положения дуг в геологическом пространстве. Для подобного сопоставления особый интерес представляет фактически непрерывная цепь разнотипных дуг на западе Тихого океана, от Алеутской на севере до Новозеландской на юге, все сегменты которой находятся в стадии конвергенции с единой Тихоокеанской плитой. Результаты обобщения имеющихся в литературе изотопных данных для толеитовых и известково-щелочных четвертичных лав этих структур представлены в табл. 19.

На рис. 37 показано, как меняются средние величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для указанных серий пород в пределах всего пояса структур. Значения этих параметров для энсиматических и энсиалических дуг отчетливо группируются на графике в два отдельных тренда, каждый из которых отражает прогрессивное обогащение радиогенным стронцием пород южных структур по сравнению с северными. Средние отноше-

Таблица 19

Среднестатистические значения изотопных параметров для четвертичных вулканических пород островных дуг и континентальных окраин на западе Тихого океана

| Дуги | Протяженность вулканического пояса по широте в градусах | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\epsilon \text{ Nd}$ | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |
|-----------------------------|---|---------------------------------|-----------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Энсиматические дуги | | | | | |
| 1. Алеутская | +51°80'; -55°42' | 0,70319±29 (49) | — | 18,77±5 (7) | 15,72±2 (7) |
| 2. Курильская | +43°82'; -50°80' | 0,70322±40 (58) | 8,4±0,9 (24) | 18,25±15 | 15,50±4 |
| 3. Идзу-Бонинская | +25°43'; -34°73' | 0,70342±26 (15) | 8,2±0,4 (6) | 18,52±4 (7) | 15,69±2 (7) |
| 4. Марианская | +13°30'; -21°56' | 0,70347±17 (53) | 6,7±0,7 (19) | 18,80±6 (8) | 15,54±2 (8) |
| 5. Сангихе | +1°18'; -3°97' | 0,70380±20 (170) | — | — | — |
| 6. Новобританская | -4°27'; -5°59' | 0,70355±17 (35) | 7,5±0,5 (10) | — | — |
| 7. Соломонова | -7°08'; -9°13' | 0,70376±31 (17) | — | — | — |
| 8. Новогейбридская | -13°47'; -19°52' | 0,70406±35 (11) | — | — | — |
| 9. Тонга | -15°60'; -21°46' | 0,70372±18 (7) | — | 18,52±4 (11) | 15,55±2 (11) |
| 10. Кермадек | -25°89'; -30°50' | 0,70410±28 (10) | — | 18,55±6 (5) | 15,56±2 (5) |
| Энсилитические дуги | | | | | |
| I. Камчатка | +51°10'; -59°00' | 0,70358±25 (91) | — | 18,25±15 (13) | 15,50±4 (13) |
| II. Северо-Восточная Япония | +34°92'; -44°13' | 0,70378±52 (63) | 5,6±2,0 (11) | 18,44±9 (22) | 15,68±4 (22) |
| III. Рюкю-Тайвань | +20°93'; -30°78' | 0,70372±31 (13) | — | — | — |
| IV. Филиппины | +5°92'; -20°47' | 0,70376±39 (13) | — | — | — |
| V. Хальмахейра | +0°32'; -3°97' | 0,70402±13 (10) | — | 18,58±11 (22) | 15,59±4 (22) |
| VI. Новая Гвинея | -3°50'; -5°59' | 0,70410±47 (20) | 3,4±1,0 (15) | — | — |
| VII. Новая Зеландия | -35°25'; -39°29' | 0,70530±66 (23) | — | 18,76±8 (24) | 15,62±5 (24) |

Примечание. Рассматривались только породы толеитовых и известково-щелочных серий. Стандартные отклонения: $n \cdot 10^{-5}$ — для изотопных отношений стронция и $n \cdot 10^{-2}$ — для изотопных отношений свинца. В скобках приведено число анализов для расчета среднего. Северные и южные широты помечены знаками плюс и минус соответственно.

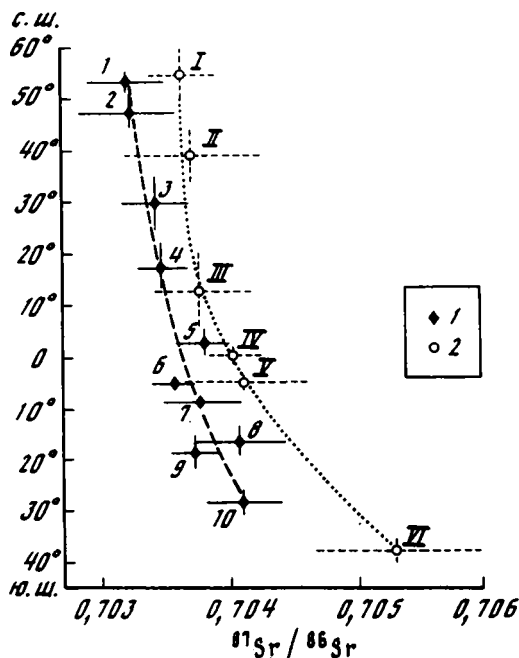


Рис. 37. Крупномасштабная изотопная зональность вулканизма островных дуг на западе Тихого океана

1 — энсиматические дуги: 1 — Алеутская, 2 — Курильская, 3 — Идзу-Бонинская, 4 — Марианская, 5 — Сангхе, 6 — Новобританская, 7 — Соломонова, 8 — Новогбридская, 9 — Тонга, 10 — Кермадек; 2 — энсиалические дуги: I — Камчатка, II — Северо-Восточная Япония, III — Рюкю-Тайвань, IV — Филиппины, V — Хальмахейра, VI — Новая Гвинея, VII — Новая Зеландия. Горизонтальные отрезки — диапазоны стандартных отклонений от среднего, вертикальные — протяженность вулканических поясов по широте в градусах (см. табл. 19)

ния $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и их дисперсия для энсиалических дуг постоянно остаются при этом более высокими, чем в соседних энсиматических. Трудно предполагать, что под дугами первого типа систематически активизируются изотопно иные резервуары мантийного вещества, чем под другими близко расположенными типами структур, и данную закономерность, безусловно, надо рассматривать как отражение процессов взаимодействия мантийных магм с веществом коры дуг, если она имеет достаточно большую мощность и по геофизическим данным содержит гранитно-метаморфический слой.

Эта причина различия пород энсиалических и энсиматических дуг вполне очевидна. Но определить природу вариаций изотопных характеристик в породах дуг с одинаковым типом коры значительно сложнее. Мощности коры Алеутской и Курильской дуг скорее выше, а не ниже, чем в дугах Тонга и Кермадек, да и признаков отсутствия гранитно-метаморфических пород в составе коры в первом случае больше, чем во втором. Соответственно увеличение доли радиогенного стронция в породах дуги Кермадек ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70410 \pm 28$) относительно пород Алеутской дуги ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70319 \pm 29$), действительно, трудно связать с эффектом коровой контаминации. Более того, обсуждаемые изотопные отношения для дуги Кермадек в среднем даже несколько выше, чем для типично энсиалической Японской дуги ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70370 \pm 52$), и процессы "загрязнения" магм веществом коры никак не могут быть главной причиной установленных изменений изотопных параметров в тех рядах однотипных дуг, которые выделены на рис. 37. Основные факторы этих изменений, очевидно, действу-

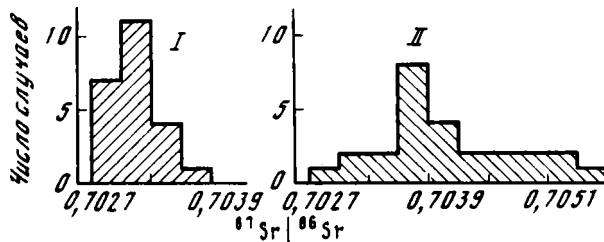


Рис. 38. Гистограммы распределения средних величин изотопных отношений стронция в лавах островов Атлантического, Индийского и Тихого океанов: (по: [Hart, 1984] с дополнениями из более поздних публикаций)

Провинции: I — северная, II — южная; граница между ними проходит по 15° с.ш. в Атлантическом и по экватору в Индийском и Тихом океанах

ют ниже уровня коры. Потенциально ими могут быть либо изотопные неоднородности в верхней мантии, либо субдукция осадочного вещества и измененных базальтов океанской коры под островные дуги.

Изотопные неоднородности в мантии для обсуждаемого случая должны иметь очень крупный, в принципе планетарный масштаб, поскольку Алеутская дуга располагается на 50-х градусах с.ш., а самый южный из вулканов дуги Кермадек находится на 31° ю.ш. С этой точки зрения замеченное увеличение доли радиогенного стронция в породах островных дуг Южного полушария по сравнению с Северным особенно интересно тем, что аналогичная закономерность ранее была выявлена при сравнении изотопных особенностей базальтов океанических островов [Dupre, Allegre, 1983; Hart, 1984]. Различия в степени обогащенности радиогенным стронцием пород северной и южной провинций для последнего случая отчетливо видны из гистограмм, показанных на рис. 38. В островодужных эффузивах западной окраины Тихого океана отчетливое накопление радиогенного стронция также характерно для структур Южного полушария (см. рис. 37), и это совпадение заставляет считать, что причина аномалий должна быть общей и, вероятнее всего, ею служит планетарная по масштабам изотопная неоднородность в мантии.

В базальтах островов увеличение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ сопровождается снижением отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ или рассчитываемых на их основе параметров ϵ Nd [Hart et al., 1986; и др.]. Эта зависимость стала основанием для развития представлений о линейной негативной корреляции данных параметров в мантийных резервуарах. Более сложные соотношения отмечаются между этими характеристиками и изотопными составами свинцов, хотя С. Харт [Hart, 1984] отмечает, что в целом океанические острова Южного полушария выделяются и более радиогенными их составами. В свете этих данных представляется целесообразным обсудить закономерности распределения соответствующих характеристик и для рассмотренной системы островных дуг, но сделать это с такой же детальностью, как для изотопных отношений стронция, пока невозможно из-за отсутствия во многих случаях необходимой информации. Остается лишь отметить по данным табл. 19, что средние величины ϵ Nd для Алеутской, Курильской и Идзу-Бонинской дуг (8,0–8,4) определенно выше, чем в более южных — Марианской и дуге Бисмарка (7,5–6,7), в соответствии с чем как будто бы намечается требуемая тенденция к снижению этого параметра при росте отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с севера на юг. Изученные вулканы Японской и Новогвинейской дуг, принадлежащих к ряду энсиалических, в целом имеют меньшие значения величины ϵ Nd по сравнению с породами энсиматических дуг, и для северной структуры этот параметр (5,6±2,0) опять-таки выше, чем для южной (3,4±1,1).

Различия по изотопному составу свинца между вулканитами энсиалических и

энзиматических островных дуг очень невелики и весьма несистематичны (см. табл. 19), так что трудно решить, какие из них более богаты радиогенными изотопами этого элемента. Нет заметных и закономерных изменений для данных изотопных параметров и в обсуждаемых рядах дуг при переходе от северных структур к южным. Во многих случаях изотопный состав свинца в островодужных сериях охарактеризован незначительным числом анализов, и возможно, дальнейшие исследования приведут к изменениям наблюдаемой сейчас картины распределения. Однако если она соответствует действительности, то общую нерегулярность распределения свинцовых изотопных параметров при систематических отличиях пород островных дуг по изотопам стронция и неодима в зависимости от пространственного положения и типа коры этих структур надо рассматривать как влияние еще одного фактора, способного видоизменить изотопные характеристики мантийных магм. Этот фактор уже не раз упоминался, и состоит он в потенциальной возможности того или иного воздействия субдуцируемых океанических осадков на процессы генерации и эволюции магматических расплавов в недрах островных дуг.

Наиболее надежным индикатором взаимодействия островодужных магм с веществом океанических осадков в настоящее время считаются данные о повышенных концентрациях изотопа ^{10}Be в породах некоторых дуг [Tera et al., 1986]. Известно, что ^{10}Be образуется в верхних слоях атмосферы за счет распада азота и кислорода под действием космических лучей. Выпадая на земную поверхность, ^{10}Be становится компонентом осадочных пород и при низких скоростях седиментации, например в пелагических условиях, его концентрации могут достигать высоких уровней, снижаясь после захоронения и увеличения возраста отложений, так как период полураспада данного изотопа составляет всего $\sim 1,5$ млн лет. В верхних слоях морских пелагических глин содержание ^{10}Be действительно почти на два порядка выше, чем в различных типах вулканических пород, и взаимодействие островодужных магм с этим веществом является наиболее логичным объяснением повышенных концентраций данного изотопа в их составе. Найти какие-либо иные эндогенные факторы, ведущие к обогащению столь короткоживущим изотопом, просто не представляется возможным.

Таким образом, рассмотрение всей совокупности изотопных параметров, которыми охарактеризованы в настоящее время вулканические породы островных дуг, во-первых, убеждает в том, что порождающие их магмы возникают в геохимически гетерогенных резервуарах мантийного вещества. Во-вторых, целый ряд закономерностей в распределении параметров показывает, что в своей дальнейшей эволюции эти магмы вступают в сложные процессы обмена веществом как с породами коры самих дуг, так и с попадающими тектоническим путем в зону оснований дуг породами океанской коры и ее осадочного чехла. Последнее заключение имеет существенное значение для анализа баланса масс корового материала при развитии тектоносферы и для выявления особенностей тех общегеологических процессов, которые развиваются в переходных зонах от океанов к континентам. Связанные с этим вопросы рассматриваются в заключительных главах работы.

ГИПОТЕЗЫ И ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Вопрос о причинах выраженной магматической активности островных дуг был и остается одним из самых спорных. Завершенной теории магмообразования в недрах данных структур пока нет, хотя некоторые важные для ее создания представления сейчас стали гораздо более определенными, чем в недалеком прошлом.

Результаты экспериментальной петрологии допускают возможность образования островодужных, прежде всего толеитовых и известково-щелочных, магм за счет плавления на глубине либо эклэгитизированных базитов, либо ультраосновных

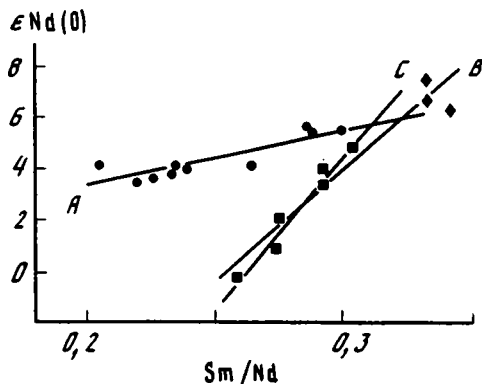


Рис. 39. Корреляции параметров изотопного состава Nd и величин Sm/Nd отношений в бонинитах различных регионов (по: [Карпенко и др., 1984]).

Линии регрессии: А — для района Тонга—Папуа, Новая Гвинея; В — для Идзу-Бонин—Марианского региона; С — то же, что В, но без учета трех точек, относящихся к высокомагнезиальным андезитам скв. 458

пород мантии [Йодер, 1979; и др.]. Первый вариант не имеет универсального значения по многим соображениям, и в первую очередь потому, что не позволяет объяснить наблюдаемые особенности распределения магмофильных редких элементов в вулканических продуктах.

Связь процессов магмообразования под островными дугами с частичным плавлением ультраосновного мантийного субстрата в последнее время доказывается целым рядом независимых наблюдений. Какой-либо иной способ генерации абсолютно неприемлем для бонинитовых магм с их низкими величинами Fe/Mg-отношений и очень высокими концентрациями Cr и Ni. В составе других вулканических серий также присутствуют разновидности базальтов, содержащие вкрапленники высокомагнезиальных оливинов ($Fe_{0.2-0.8}$), или афировые типы пород с индексом железистости $f = Fe/(Mg + Fe) < 0,35$, близким к условиям равновесия с ультраосновными минеральными парагенезисами. В таких породах регулярно наблюдаются достаточно высокие содержания Cr, Ni и высокие значения Ni/Co-отношений, индикаторных для пород мантийного генезиса.

На мантийную природу источников магматической деятельности островных дуг указывают и ксенолиты с характеристиками мантийных образований, которые наряду с другими, порою очень разнообразными по составу и происхождению включениями выносятся на поверхность лавами многих, в первую очередь щелочных извержений. Тот же вывод следует и из целого ряда закономерностей в распределении изотопных параметров вулканических пород, рассмотренных чуть выше. Последние особенно интересны тем, что свидетельствуют об очень значительной геохимической гетерогенности того мантийного субстрата, в котором зарождаются очаги магматизма. Очевидные признаки гетерогенности проявлены, в частности, в значительных вариациях изотопных характеристик таких пород, как бониниты, петрологическая связь которых с магмами мантийного генезиса не подлежит никаким сомнениям. Характер взаимосвязей между компонентами Sm-Nd изотопной системы в этих породах был детально исследован на примере образцов из Новой Гвинеи и с островных дуг Идзу-Бонинской, Марианской и Тонга [Карпенко и др., 1984].

Установленные закономерности показаны на рис. 39. В соответствии с законами развития и смещения изотопных систем они означают, что процессы магмообразования в указанных регионах протекали при взаимодействии как минимум трех геохимически разных резервуаров глубинного вещества. Один из них с параметрами, близкими к источникам MORB, является общим для Идзу-Бонин—Марианского и для расположенного в другом полушарии Тонга—Новогвинейского регионов. По сравнению с ним два других резервуара вещества, каждый из которых проявился только в одной из далеко отстоящих друг от друга областей, относятся в геохимическом понимании к категории

обогащенных и должны были эволюционировать достаточно длительное время в условиях более высоких относительных концентраций неодима по сравнению с самарием.

На диаграмме показаны три возможных варианта прямых, связывающих точки пород из разных регионов. Коэффициенты корреляции для прямых отвечают значениям от 0,887 до 0,978, т.е. зависимости по математическим критериям являются весьма строгими. Геохимический смысл выявленных линейных зависимостей может трактоваться двояким образом. Если они являются линиями смешения, то определенные геохимические взаимосвязи между всеми резервуарами отсутствуют. Можно только констатировать, что они, безусловно, гетерогенны. Однако прямые на диаграммах данного типа могут иметь и изохронное значение. Тогда допустим вариант, что обогащенные резервуары (нижние концы отрезков) образовались путем добавления легких РЗЭ (например, в результате метасоматических преобразований) к веществу деплетированной мантии, по параметрам отвечающей области пересечения прямых. В таком случае по соответствующим расчетам процессы обогащения в разных регионах должны были произойти в разное время: 0,26 млрд лет назад – в Тонга–Новогвинейском и 1,0–1,34 млрд лет назад – в Идзу–Бонин–Марианском.

Отдать предпочтение одному варианту перед другим невозможно. Однако в любом случае связь бонинитовых магм с процессами плавления геохимически неоднородного мантийного вещества во всех случаях представляется бесспорной. По данным, рассмотренным в предшествующих разделах главы, этот вывод следует распространить и на другие типы магм, возникающих в недрах островных дуг. В то же время можно было видеть, что по многим критериям первичные расплавы при зарождении или в процессах дальнейшей эволюции магм приобретают признаки взаимодействия с чужеродным для мантии веществом. По комбинациям наблюдаемых признаков им могут быть породы коры энсиалических островных дуг, измененные базальты типа MORB и пелагические осадки, вступающие во взаимодействие с магмами порознь или совместно в различных пропорциях и сочетаниях.

Эти особенности в развитии магматизма дуг в настоящее время признаются всеми зарубежными, а в последние годы и многими советскими петрологами и геохимиками. Представления о гетерогенности мантийных источников магм в сочетании с разнообразием путей дальнейшей их геохимической эволюции являются единственным оправданием того, что каждая из ассоциаций вулканических пород, развитых на островных дугах, по-своему уникальна в петрохимическом и геохимическом отношении, хотя по отдельным, повторяемым признакам может быть отнесена к одному из обсуждавшихся типов серий. Кардинальные различия в характеристиках самих серий определяются прежде всего неадекватностью физико-химических условий генерации родоначальных для них магм. Из анализа многочисленных публикаций на данную тему следует, что главную роль при этом должны играть: изменения в глубине зарождения магматических очагов, приводящие к смене P – T -условий магмообразования; вариации в степени частичного плавления мантийного субстрата и характер флюидного режима, при котором образуются расплавы.

В соответствии с основополагающими обобщениями в петрологии и геохимии базальтового вулканизма увеличение глубины и снижение степени частичного плавления субстрата ведет к обогащению магм щелочами, некогерентными редкими элементами и к повышению содержания в них летучих компонентов. В связи с этим последовательность серий: бонинитовые–толеитовые–известково-щелочные–щелочные, в целом может соответствовать данной направленности в изменении факторов магмообразования.

Важной общей особенностью вулканических серий островных дуг является повышенное содержание H_2O в магмах, резко отличающее их от "сухих" магматических систем спрединговых зон. Исследование изотопного состава водорода в водных вытяжках из стекол бонинитов показало, что вода в магмах данного типа, возможно, имеет ювенильную природу [Девирц и др., 1983]. Большинство исследователей все же считает, что повышенное содержание воды и других летучих в островодужных магмах связано с развитием процессов субдукции, в результате которых в недра островных дуг проникают осадки и гидратированные породы океанской литосферы. Без таких процессов, действительно, невозможно объяснить те аномалии в распределении содержания изотопа ^{10}Be , которые обсуждались выше, а также результаты изучения изотопного состава углерода, который удалось выделить из оливиновых кристаллов некоторых лав Японской дуги [Мацуо, 1984]. Во включениях из этих оливинов по сравнению с оливинами из гавайских базальтов оказалась явно повышенной доля изотопов углерода органического происхождения. При очевидной принадлежности минералов к самым ранним кристаллическим фазам, возникающим в ходе эволюции магм, субдукционная гипотеза происхождения такого углерода, несомненно, предпочтительнее, чем гипотеза контаминации магм органическим веществом на стадии прохождения через осадочные толщи коры дуг.

Таким образом, за последние годы получена серия важных доказательств того, что процессы генерации магм под островными дугами начинаются с частичного плавления геохимически гетерогенного вещества мантии, испытывая, однако, на тех или иных стадиях эволюции влияние со стороны компонентов, привносимых в недра дуг в результате пододвигания краев океанской литосферы. Главной проблемой пока по-прежнему остается создание модели геодинамики недр под островными дугами, наиболее рационально объясняющей саму природу их магматической активности и наиболее принципиальные особенности ее развития во времени и пространстве.

В своем всестороннем обзоре по проблемам базальтового магматизма Х. Йодер [1979] насчитал около 20 различных механизмов, предлагавшихся разными исследователями в качестве причин образования магм в недрах Земли. В применении к областям островных дуг наибольшую значимость среди них, по общему мнению, имеют два типа явлений: 1) переход механической энергии в тепловую, непосредственно связанный с пододвиганием краев океанской литосферы, и 2) приток летучих, резко снижающий температуру плавления нагретых пород мантии, в ее зоны, бедные данными компонентами.

Механизм плавления вследствие трения у верхней границы пододвигаемой плиты [Toksöz et al., 1971; и последующие работы] на первый взгляд весьма привлекателен, однако очевидно, что уже первые порции образующихся расплавов становятся своеобразной "смазкой", снижая его эффективность. Большой интерес представляют гипотезы, по которым плавление происходит за счет энергии, накопленной при упругих деформациях, с высвобождением которой связывают и происхождение глубинных землетрясений, или же представления о плавлении в результате сдвиговых деформаций, дополненные условием "термической обратной связи" [Shaw, 1970]. Процессы последнего рода согласно модельным расчетам могут развиваться только в очень крупномасштабных зонах сдвиговых деформаций, таких, как сейсмофокальные плоскости. По мнению некоторых авторов [Anderson, Perkins, 1975], они должны иметь регенеративную природу, позволяя объяснить пульсационный характер вулканической активности на островных дугах и континентальных окраинах.

В последнее время происхождение магматической активности дуг особенно часто связывается с воздействием летучих компонентов на породы мантийного клина, расположенного в основании структур. На роли этого фактора больше всех настаивают геохимики, связывая с ним повышенные концентрации воды в островодужных магмах и обогащение их особенно подвижными некогерентными элементами, такими,

как калий, рубидий, стронций и барий. Многие считают при этом, что высокое парциальное давление воды на глубинах магмообразования стабилизирует акцессорные фазы мантийных пород типа циркона, рутила, сфена и т.п., позволяя понять, почему вулканы дуг бедны Ti, Zr, Hf, Ta и другими, близкими им по свойствам элементами. Эти соображения, однако, поставлены сейчас под сомнение, поскольку в экспериментах установлено, что рутил не является устойчивой фазой при частичном плавлении пород мантии под островными дугами [Watson, Ryerson, 1986].

Факт обедненности островодужных магм литофильными элементами с высокой зарядностью и малыми размерами ионов, с которым связан ряд важных следствий, тем не менее полностью исключает вероятность переплавления субдуцируемых и богатых этими компонентами осадков и базальтов океанских плит. Косвенно он может служить указанием на проникновение в подкоровые зоны дуг вещества из тех областей мантии, где устойчивы фазы со структурой перовскита – минерала с особенно высокими коэффициентами распределения для элементов с указанными свойствами. Тогда такие инъекции были бы важным фактором активизации магматизма. Дополнительные соображения на этот счет сводятся к следующему.

Во-первых, если энергия упругих и сдвиговых деформаций в сейсмофокальных зонах действительно играет решающую роль в генерации островодужных магм, то почему она вызывает их образование в строго ограниченных областях под вулканическими поясами дуг, а не по всей зоне, охваченной деформациями?

Во-вторых, если все дело в том, что важен не этот источник энергии, а процессы дегидратации погружаемого вещества плит, которые начинаются при достижении необходимых условий и кончаются с истощением запасов гидратированных фаз, то почему на многих дугах с близкими углами наклона сейсмофокальных плоскостей ширина вулканических поясов оказывается существенно разной? Кроме того, для поддержания достаточного активного теплофизического состояния в недрах дуг, при котором приток летучих сможет вызывать процессы частичного плавления, необходимо каким-то образом компенсировать потери тепла, уходящие на прогрев погружаемых холодных плит, соизмеримых по мощности с мантийным клином в основании структур.

В-третьих, предельно низкие концентрации элементов Ti–Zr-группы устанавливаются в бонинитовых магмах, для которых определенно можно предполагать ювенильную природу содержащейся в них воды. К тому же для образования данных магм необходимы аномально высокие температуры порядка 1400°C и максимальные степени плавления мантийного вещества на сравнительно небольших глубинах [Добрецов и др., 1980; Walker, Cameron, 1983]. Плюс ко всему, извержения их проявляются не только на особых стадиях развития магматизма дуг, но и синхронно с вулканизмом и толеитового, и известково-щелочного типа.

И наконец, зоны активных тектонических нарушений, как правило, являются главными каналами для проникновения магм на дневную поверхность. С определенной точки зрения, сейсмофокальные плоскости принадлежат к таким зонам, глобоко уходящим в мантию, и почему бы им действительно не служить проводниками расплавов или хотя бы флюидов из тех геосфер, куда они проникают. Во всяком случае, согласно аргументам, суммированным А. Мак-Бирни [McBirney, 1963], в зонах повышенных напряжений в глубоких недрах теплопроводность должна увеличиваться, и устремляющийся в них тепловой поток, достигая более высоких горизонтов с температурами 1050–1300°C, где существует минимум теплопроводности пород типа дунита и лерцолита, будет аккумулироваться и вызывать в конце концов появление расплава.

К сожалению, предлагаемую возможность частичной связи магматической активности островных дуг с притоком вещества из очень глубоких геосфер пока невозможно аргументировать более строгим образом. Это лишь рабочая гипотеза, интересная во многих отношениях и не более проблематичная, чем другие, существующие на данный счет в литературе.

Другой, важной со многих точек зрения, является проблема эволюционных рядов островных дуг и тесно связанный с нею вопрос о характере изменений вулканической деятельности в процессе их развития. Довольно широко распространено мнение, что эволюционная последовательность дуг начинается с примитивных энсиматических структур и заканчивается зрелыми энциалическими. Некоторые исследователи полагают при этом, что каждой стадии развития дуги отвечает преобладание вулканических извержений определенного типа: толеитовых – на ранней, известково-щелочных – на достаточно зрелой и щелочных в сочетании с последними – на завершающей. Ряд возражений против таких констатаций уже приводился в первом разделе главы, и здесь их уместно дополнить некоторыми другими.

Прежде всего тип строения коры дуги может служить основой для классификации тех структур, которые существуют на данный момент, но не однозначным показателем стадии их эволюции. Скажем, Японская дуга с мощной корой и хорошо развитым гранитогнейсовым слоем, в состав которого входят даже докембрийские комплексы (породы зоны Хида), пока продолжает развиваться. Считать ее находящейся на завершающей стадии развития можно только будучи уверенным, что в недалеком будущем оно прекратится. Основания для такой уверенности нет, и что произойдет с вулканической активностью этой дуги – предугадать трудно. Во всяком случае нынешний ее этап мало чем отличается от миоценового (см. гл. 2), но оба они очевидно менее прогрессивны в смысле сиалической тенденции развития по сравнению с меловым периодом интенсивного гранитоидного магматизма.

В качестве другого примера можно сослаться на дугу Тонга, которая считается классическим вариантом примитивной дуги с маломощной энсиматической корой. Современные извержения относятся здесь к толеитовому типу, однако согласно палеотектоническим реконструкциям система дуг Тонга–Кермадек в недавнем прошлом составляла единое целое с хребтом Лау, который еще не потерял окончательно структурных связей с дугой Фиджи, относящейся по всем критериям к категории весьма развитых. Число таких примеров несоответствия с обсуждаемой концепцией “эволюционных рядов” дуг легко умножить при внимательном анализе геотектонического развития любой хорошо изученной островной дуги и ее окружения.

Следует обратить также внимание на то, что характер вулканической активности дуги, очевидно, во многом определяется динамическим состоянием ее недр, которое по современным представлениям в первую очередь зависит от параметров процесса субдукции. Вряд ли можно строго обосновать, что они изменяются со временем не переменным, а однонаправленным образом. Значит, и вся цепь определяемых ими явлений, включая вулканизм, должна отличаться отсутствием четкой направленности в эволюции. В этом убеждают и те конкретные наблюдения, которые рассматривались в начале главы.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. По разнообразию состава вулканогенных образований островные дуги значительно превосходят любые другие магматически активные структуры тектоносферы. Естественные, генетически связанные ассоциации вулканических пород, возникающие в процессе эволюции островных дуг, по ведущим индикаторным признакам разделяются на толеитовые, известково-щелочные, щелочные и бонинитовые серии, каждая из которых по своему уникальна в петрохимическом и геохимическом отношении. Главными показателями различий служат особенности распределения малых петрогенных (титан, щелочи, фосфор) и таких индикаторных редких элементов, как тантал, торий, редкие земли и некоторые другие.

2. Малодифференцированные породы выделяемых серий островных дуг (толеитовые и известково-щелочные базальты, бониниты, шошониты и т.п.) по сравнению с

базальтами океанской коры обладают и общей для всех спецификой. В них постоянно выше концентрации одной группы магмофильных элементов (K, Rb, Ba, Sr, Th и отчасти РЗЭ-цериевой группы), но отчетливо понижены содержания других (Ti, Zr, Hf, Ta, тяжелые РЗЭ).

3. В сравнении с базальтовым магматизмом спрединговых зон вулканическая деятельность островных дуг отличается высокими пропорциями извергаемых пород андезитового и кислого состава. Эту сиалическую тенденцию в магматизме данных структур, однако, нельзя считать абсолютной и полностью обеспечивающей наращивание сиалического слоя коры. Во-первых, среднекислые лавы всех типов серий являются производными значительно более основных родоначальных магм, а не соответствующих по составам выплавов из мантийного субстрата. А во-вторых, эти дифференциаты в большинстве случаев остаются обедненными той группой характерных для сиала компонентов, дефицит которых для основных пород серий отмечался выше.

4. Между вулканическими образованиями энсиалических и энсиматических дуг, образующих глобальный по протяженности пояс на западе Тихого океана, существуют статистически значимые различия в уровнях содержаний радиогенных изотопов Sr и Nd. Для структур с близким типом коры при этом характерен тренд обогащения извергаемых пород радиогенным стронцием и одновременно снижения параметра ϵ Nd при переходе по простиранию пояса из северной его части в южную. Эти и ряд других важных закономерностей в распределении изотопно-геохимических характеристик заставляют считать, что процессы генерации и эволюции магматических систем островных дуг протекают под действием очень разных по своей природе факторов, влияющих на составы магм.

5. К таким факторам прежде всего относятся: а) геохимическая гетерогенность мантийного субстрата в недрах структур; б) разнообразие физико-химических условий на стадиях магмообразования; в) специфика путей дифференциации первичных магм разного типа и г) процессы их взаимодействия с породами коры самих дуг и теми осадочными или первично магмотогенными образованиями океанской коры, которые проникают в подкоровые зоны дуг при субдукции. Наиболее строгими геохимическими доказательствами реальности последнего процесса являются аномалии в содержаниях изотопа ^{16}O и признаки добавок органического углерода к составу полифазных микровключений в оливинах из вулканических пород.

6. Характерная для некоторых энсиалических дуг поперечная зональность в распределении извержений разного состава выдерживается далеко не во всех пересечениях. В целом наблюдаемые пространственные и временные последовательности в развитии островодужных вулканических серий отличаются разнообразием и не могут быть сведены к единой типичной для всех структур закономерности. Эта особенность и все отмеченные выше признаки петролого-геохимической гетерогенности магматизма логично увязываются с выводом о тектогенных перемещениях островных дуг в ходе геологической эволюции окраинных морей (см. гл. 2), в связи с чем неоднократно и различным образом меняются геодинамические условия и в коре, и в глубоких недрах всего образующего их ансамбля тектонических структур. На этом основании и по многим другим соображениям идеи о направленной эволюции дуг от эмбриональных энсиматических к зрелым энсиалическим представляются весьма спорными.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН
ОТ КОНТИНЕНТОВ К ОКЕАНАМ

СТРУКТУРНО-Вещественные модели земной коры

Самая крупномасштабная неоднородность земной коры по латерали выражается в резком различии ее континентальных и океанических областей по многим, принципиально важным характеристикам. Соответственно определениям, континентальные сегменты коры располагаются под участками земной поверхности, образующими сушу, а океанические скрыты под толщей вод морей и океанов. Сейчас хорошо известно, что, уступая по занимаемой площади, континентальная кора значительно превосходит океаническую по мощности, объему и общей массе. Не вызывает никаких сомнений и то обстоятельство, что оба типа коры неодинаковы по составу и структуре кристаллического фундамента, не говоря уже о резких различиях в литологии и стратиграфии их осадочного чехла и во всей истории геологической эволюции.

С геофизической точки зрения определяющим признаком континентальной коры является присутствие в сейсмических разрезах достаточно выдержанного слоя, в пределах которого скорости продольных волн за редкими исключениями лежат в интервале 5,5–6,5 км/с [Деменицкая, 1975]. В связи с широкой распространенностью на континентах интрузивных и метаморфических пород кислого и среднего состава, которые по экспериментальным определениям способны пропускать сейсмические волны в указанном диапазоне скоростей, этот слой принято называть "гранитным", "гранитогнейсовым" или "гранитно-метаморфическим". Разумеется, в строении слоя участвуют и другие, в том числе и весьма основные по составу породы, но безусловно, роль гранитоидных пород по всем соображениям должна быть в нем доминирующей.

В недавнем прошлом единодушно считалось, что граница или поверхность раздела Конрада образует подошву "гранитного" слоя, слагающего вместе с осадочным чехлом верхнюю часть континентальной коры. Под нею до границы раздела с мантией выделялся слой с диапазоном продольных сейсмических волн 6,5–7,7 км/с. Его физическим параметрам ставились в соответствие уже породы основного состава – базальты и габбро, а также породы высоких ступеней метаморфизма типа гранулитов. Соответственно для обозначения данного слоя континентальной коры приняты термины "базальтовый", "метабазальтовый" или "гранулит-базитовый".

В настоящее время генерализованная модель двуслойной континентальной коры оказалась под сомнением и находится в стадии критического пересмотра. Причиной явились результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины и данные сейсмологических исследований, выполненных Консорциумом по континентальному профилированию отраженными волнами (COCORP). В Кольской сверхглубокой после проникновения ниже геофизического раздела Конрада не было обнаружено предполагаемой смены состава пород с кислых на основные, и данное значение границы раздела оказалось под вопросом. Результаты работ по программе COCORP еще более усилили сомнения такого рода. Они выявили признаки крайней неоднородности внутри коры и между всеми исследованными ее участками [Oliver, 1983]. В коре, особенно на больших и средних глубинах, были установлены многочисленные плоские и слабо наклоненные отражающие площадки, которые трудно коррелировать между собой. Невозможно выделить среди них и единую границу раздела, расчленяющую кору на два главных слоя на больших пространствах. Распространенным явлением оказалась инверсия сейсмических скоростей в разрезе, а не устойчивое их возрастание с глубиной, как этого требует простая модель слоистой коры.

Таблица 20

Средние составы континентальной коры и ее главных слоев
в сравнении с составами некоторых типов изверженных пород

| Компо- ненты | Средний состав континентальной коры | | Средний андезит (994) | Средний состав гранитогнейсо- вого слоя | | Средний дацит (460) | Средний состав гранулит-базито- вого слоя | | Средний андезито- базальт (810) |
|--------------------------------|---|------|-----------------------------|---|------|---------------------------|---|------|--|
| | 1 | 2 | | 1 | 2 | | 1 | 2 | |
| SiO ₂ | 59,5 | 58,0 | 59,3 | 65,0 | 66,0 | 65,7 | 56,0 | 54,0 | 54,1 |
| TiO ₂ | 0,7 | 0,8 | 0,8 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,9 | 0,9 | 0,9 |
| Al ₂ O ₃ | 15,2 | 17,7 | 17,1 | 15,8 | 16,0 | 15,9 | 14,8 | 18,5 | 17,6 |
| FeO | 7,8 | 7,5 | 7,2 | 5,8 | 4,5 | 5,3 | 9,6 | 9,0 | 9,2 |
| MgO | 5,0 | 3,5 | 3,7 | 3,0 | 2,3 | 2,0 | 6,5 | 4,1 | 5,0 |
| CaO | 7,2 | 7,5 | 7,1 | 3,9 | 3,5 | 4,9 | 8,4 | 9,5 | 9,1 |
| Na ₂ O | 2,5 | 3,5 | 3,3 | 2,8 | 3,8 | 3,8 | 2,4 | 3,4 | 2,9 |
| K ₂ O | 2,1 | 1,5 | 1,5 | 3,0 | 3,3 | 1,8 | 1,4 | 0,6 | 1,2 |

Примечание. 1, 2 — составы по данным: 1 — А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [1976], 2 — С.Р. Тейлора и С.М.Мак-Леннана [1988]. Исходные данные пересчитаны на сумму в 100% для главных компонентов. Цифры в скобках — число исходных анализов вулканических пород островных дуг на западе Тихого океана, взятых для расчета средних значений [Ewart, Le Maitre, 1980].

Данные СОСОРР наметили и новый подход к пониманию границы континентальная кора—мантия, которая во многих пересечениях оказалась нечеткой, нередко имеющей субслоистое или более сложное строение. Кроме того, в самой коре были зафиксированы зоны с весьма высокими скоростями (до 7,6–7,8 км/с) и факты постепенных переходов в основании не только к нормальным, но и к аномально высоким мантийным скоростям порядка 8,6 км/с.

Отмеченные наблюдения делают невероятно трудной задачу количественного определения валового состава континентальной коры или отдельных ее горизонтов. И все же существующие результаты таких определений поражают своей однозначностью. Вот что пишут А.Б. Ронов и А.А. Ярошевский [1976], сравнивая итоги своих расчетов с данными всех предшественников: "Несмотря на различие методов подсчетов и исходных данных, положенных в их основу, поражает близость оценок и их устойчивый характер, свидетельствующие о том, что современная геохимия приблизилась к адекватному пониманию объекта" (С. 1790).

Особенно определенными следует считать существующие данные о составе верхней части континентальной коры. Они основаны либо на оценке площадных или объемных соотношений главных типов горных пород, выходящих на дневную поверхность, с соответствующим усреднением их состава; либо на широкомасштабном опробовании поверхностных пород и дальнейшем анализе усредненных проб, характеризующих как можно более значительные площади материковой поверхности; либо на допущении, что в результате эрозии и осадконакопления естественным путем образуется средняя проба обнаженной части коры.

Имеющиеся оценки состава коры континентов в целом и ее нижних частей менее достоверны и по сути своей являются модельными. Начиная с 30-х годов нынешнего столетия попытки дать такие оценки были неоднократными, и несмотря на все отмеченные трудности, результаты разных обобщений оказываются на удивление сопоставимыми. Степень расхождения в существующих представлениях можно видеть из данных табл. 20, где приведены наиболее фундаментально обоснованные результаты

последних публикаций по проблеме. Эти результаты на современном уровне подтверждают уже давно высказанное соображение об "андезитовом" типе среднего состава коры континентов. Если продолжить аналогии такого рода, то в соответствии с последними оценками можно отметить "дацитовый" характер состава ее верхней части и "андезитобазальтовый" для нижнего гранулит-базитового слоя (см. табл. 20). Факт соответствия состава континентальной коры составам весьма обычных изверженных пород в поясах современной вулканической активности оказал и продолжает оказывать большое влияние на основополагающие геохимические и геотектонические построения.

Океанические регионы сейчас почти не уступают континентальным в отношении изученности геофизическими методами, но геологически опробованы неизмеримо хуже. Все данные геофизики указывают на пятикратно меньшую среднюю мощность океанской коры в сравнении с тем же параметром для ее континентальных сегментов. В стандартном сейсмическом разрезе океанской коры твердый фундамент принято расчленять тоже на два слоя, наиболее четко выдержанных на больших пространствах. В нижнем или третьем слое коры скорости распространения продольных волн находятся в интервале 6,5–7,7 км/с, а во втором снижаются до 3,5–6,0 км/с. Статистический анализ данных последних лет позволяет выделять внутри этих слоев дополнительные границы раздела – горизонты 2А (3,3–4,5 км/с), 2В (5,4–6,0 км/с), 3А (6,5–6,8 км/с) и 3В (7,0–7,7 км/с) [Непрочнов и др., 1977; Christensen, Salisbury, 1975], характеристики которых говорят об однонаправленном увеличении плотности океанской коры с глубиной. Среднестатистические оценки мощности главных слоев ее фундамента составляют $1,5 \pm 0,95$ км – для второго слоя и $4,6 \pm 1,3$ – для третьего.

Судить о вещественном составе фундамента океанской коры можно лишь на основе тех скурых материалов, которые подняты со дна драгами или получены при глубоководном бурении. Если исходить из того, что на 1 млн км площади дна сейчас приходится примерно две буровые скважины и немногим большее число драгировок, то представительность опробования может показаться ничтожной. По существу это так и есть, и делать какие-либо обобщения на этой основе было бы преждевременно, если бы не поразительная однотипность тех ассоциаций горных пород, которые обнаруживаются при опробовании самых разных морфоструктур океанского дна.

Характерные для континентов пород гранитоидного ряда и сопоставимые с ними по составу метаморфиты и вулканиты в коренном залегании на дне океанов устанавливаются крайне редко. Исключение составляют области континентальных шельфов и склонов или такие ограниченные блоки коры внутри океанских регионов, для которых геофизика определяет континентальный тип строения (Сейшельская банка в Индийском океане, плато Роколл в Атлантическом и др.). За пределами таких структур все данные драгировок и бурения указывают на повсеместное развитие пород базит-ультрабазитовой ассоциации, основу которой составляют базальты, габбро и разные типы ультраосновных пород. Примечательно, что диапазон условий метаморфизма пород сравнительно невелик, и среди них еще ни разу не были встречены образцы гранулитовой, глаукофановой или эклогитовой метаморфических фаций [Силантьев, 1984].

Открытия морской геологии и сейсмологии стали основой для корреляции слоистой структуры океанской коры со стратиграфической последовательностью пород в офиолитовых комплексах на континентах. Представление о том, что офиолитовые пояса являются фрагментами океанской коры геологического прошлого [Пейве, 1969; Книппер, 1975; Hess, 1962; и др.], в настоящее время широко распространено и часто используется в геотектоническом анализе истории формирования складчатых областей на континентах. Вместе с прямыми наблюдениями в океанах оно дает серьезные основания считать, что второй слой океанской коры имеет преимущественно базальтовый состав. В слое 2А трещиноватые пиллоу-лавы и редкие диабазовые sillы,

Таблица 21

Средние составы толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов

| Компоненты | Средние составы базальтов | | | Средний состав базальтовых стекол | Расчетные составы первичных расплавов | |
|--------------------------------|---------------------------|------------------------|------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|-------|
| | | | | | TOP-1 | TOP-2 |
| SiO ₂ | 49,3 | 50,3 | 50,3 | 50,8 | 48,9 | 49,8 |
| TiO ₂ | 1,4 | 1,4 | 1,2 | 1,6 | 0,5 | 0,9 |
| Al ₂ O ₃ | 15,9 | 15,7 | 16,0 | 15,3 | 15,1 | 18,0 |
| FeO | 11,4 | 10,4 | 9,4 | 10,5 | 8,4 | 7,5 |
| MgO | 7,8 | 8,0 | 8,4 | 7,5 | 13,9 | 9,5 |
| CaO | 11,3 | 11,4 | 12,2 | 11,5 | 11,6 | 11,9 |
| Na ₂ O | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,6 | 1,5 | 2,3 |
| K ₂ O | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,05 | 0,04 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 99,95 | 99,94 |
| Число анализов | 94 | 200 | 387 | 101 | — | — |
| Источник | [Cann, 1971] | [Дмитриев и др., 1976] | [Wedepohl, 1981] | [Melson et al., 1976] | [Dmitriev et al., 1985] | |

вероятнее всего, переслаиваются с линзами и прослоями осадочного материала, обуславливая большую неоднородность его сейсмологических характеристик. Глубже, в слое 2Б, преобладают более массивные, частично метаморфизованные толщи сплошных базальтовых лав, а также расслоенные комплексы и рои даек. Третий слой, судя по всему, состоит главным образом из габброидных пород с преобладанием лейкократовых разновидностей в слое 3А. В низах разреза более меланократового слоя 3Б кроме габброидов, вероятно, присутствуют прослои и линзы пород пироксенит-перидотитового состава.

Первое, на что следует обратить внимание при оценке химизма океанической коры, это весьма узкий диапазон вариаций составов базальтов, формирующих ее второй сейсмический слой. Данная особенность отчетливо проявляется при сравнении средних составов этих пород, которые рассчитывались на самых разных этапах обобщения постоянно возрастающего количества фактических данных (табл. 21). Расхождения в оценках, отвечающих резко неодинаковыми по объемам выборкам анализов, действительно малозначимы, и результаты последних лет можно считать вполне надежной характеристикой состава базальтового слоя коры в океанах.

Выводы о химическом составе нижнего слоя океанской коры, как и в случае континентов, гораздо менее определены. Даже теперь, имея уже солидный банк данных по петрохимии габбро и ультраосновных пород, участвующих в его строении, практически невозможно оценить взаимные пропорции отдельных разновидностей пород и получить общую характеристику состава слоя. В связи с этим приходится использовать ряд косвенных петрологических выводов для таких оценок.

Если, как принято считать, вулканогенные и плутонические комплексы офиолитовых ассоциаций и соответственно породы второго и третьего слоев океанской коры генетически взаимосвязаны, то состав сформировавших их родоначальных магм можно оценить, используя методы петролого-геохимического моделирования. Наиболее надежные варианты таких оценок, приведенные в табл. 21, указывают на весьма основной состав твердой океанической коры в целом, близкий к составу магм пикрит-базальтового типа.

Современные представления о закономерностях строения осадочного чехла в океанах базируются на разрезах, вскрытых глубоководным бурением, и на весьма многочисленных данных сейсмопрофилирования и сейсмостратиграфии. К числу общепризнанных выводов по результатам этих исследований относятся:

- заключение о слабой деформированности чехла океанических осадков;
- закономерное увеличение суммарной мощности рыхлых отложений в направлении от осевых зон срединно-океанических хребтов к периферическим областям океанов;
- увеличение в том же направлении возраста базальных горизонтов осадочного чехла, доказанное не только косвенными методами, но и прямыми палеонтологическими определениями;
- отсутствие поверхностных образований с возрастом древнее 150–160 млн лет (средняя юра).

С точки зрения континентальной геологии последнее обстоятельство оказалось парадоксальным, поскольку формирование осадочных и других пород, обнаженных сейчас на материках, началось в докембрии. Возраст древнейших метаосадочных образований оценивается здесь в 3,8 млрд лет, и с этого момента началась длительная и сложная эволюция осадочной оболочки континентов, в процессе которой менялись ее объем, положение верхней и нижней границ, общий состав и геохимические особенности [Ронов, 1980]. Даже если обратиться только к верхней части континентальной стратисферы, сопоставимой с океаническим осадочным чехлом, то и тогда контраст между ними остается разительным. Они абсолютно несопоставимы ни по общему фациальному составу отложений, ни по закономерностям распределения мощностей и возраста осадочных толщ, ни по стилю и степени развития деформаций во времени и пространстве.

Таким образом, вывод о принципиальных различиях коры современных континентов и океанов по структуре, составу и истории геотектонической эволюции, безусловно, принадлежит к числу фундаментальных в геологии. При этом крайне важно, что области с корой одного состава и строения покрыты мощным слоем воды, тогда как другие, содержащие очень древние геологические образования, не обнаруживают никаких признаков погружения на соизмеримую глубину ниже поверхности гидросферы, хотя в эпохи трансгрессий общая площадь суши безусловно сокращалась, покрываясь мелководными морями. Соответственно вопрос о том, когда и как возникла гидросфера, имеет очень большое значение при анализе общих проблем эволюции земной коры.

ГИДРОСФЕРА И ПЛАНЕТАРНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ КОРЫ

Существование на Земле громадных количеств несвязанной воды, заполняющей впадины морей и океанов, отличает ее от всех других планет земной группы. Эта особенность давно признается как очень мощный фактор, определяющий с момента появления развитие широкого спектра геологических процессов, которые питаются не столько эндогенным, сколько другим колоссальным и в масштабах геологического времени неисчерпаемым источником энергии – энергией солнечного излучения.

Роль гидросферы и атмосферы в образовании и эволюции осадочно-метаморфической оболочки Земли общеизвестна, но не ограничивается только этим. При внимательном рассмотрении из факта возникновения на поверхности нашей планеты глубоких океанических впадин вытекает целый ряд геологических следствий более общего характера. Средняя глубина современных океанов составляет почти 3800 м и области распространения столь мощного водного слоя четко совпадают с областями развития коры океанического типа. До сих пор не зафиксировано ни одного случая, чтобы такое положение занимали структуры с выраженными признаками континентального строения и состава коры.

Гравиметрические данные об изостатической уравновешенности абсолютного большинства структурных областей континентов и океанов при строгом характере физических законов, лежащих в основе принципа изостазии, прекрасно согласуются с большей плотностью океанической коры под толстым слоем воды и меньшей плотностью континентальной, выступающей над его поверхностью. Изменение плотностей на требуемых глубинах за счет фазовых переходов невозможно и обеспечивается только изменением состава вещества. Отменить принцип изостазии для прошедших геологических эпох тоже нет никаких оснований, и в итоге остается признать, что момент появления на Земле глубоких впадин, заполненных водой, должен отмечать и этап глобальной дифференциации земной коры на крупные области с разной средней плотностью и составом вещества.

Очевидно и то, что разделение земной поверхности на области материковой суши с корой одного состава и на океанические впадины, в пределах которых состав коры другой, неизбежно ведет к потоку вещества первого типа в виде продуктов механической и химической эрозии в область распространения второго. Для современной эпохи, относимой к разряду геократических, масштаб этого процесса громаден. Прямые замеры количества материала, выносимого реками в океаны за единицу времени, привели А.П. Лисицына [1984] к суммарной величине в $23,9 \cdot 10^{15}$ г/год, причем основную долю при этом составляет терригенный материал ($22,1 \cdot 10^{15}$ г/год). В пересчете на объем вещества со средней плотностью континентальной коры в $2,8$ г/см³ первая величина дадет $8,54$ км³/год. Средняя высота стояния континентов над уровнем моря равна $0,875$ км, и при общей площади суши в $150 \cdot 10^6$ км² общий объем горных сооружений, доступных для эрозии, выражается цифрой $131,25 \cdot 10^6$ км³. При скорости выноса $8,54$ км³/год весь этот объем будет смыт с континентов в океаны всего за $15,4$ млн лет. Более того, если учесть, что отложение вещества на дне океана повышает уровень воды, то время размыва материковых поднятий до базиса эрозии станет еще меньше — $10,8$ млн лет, срок в геологическом масштабе действительно ничтожный.

Не менее интересны и результаты расчета времени, необходимого для заполнения всего объема существующих океанических впадин тем веществом, которое выносятся с континентов. Для установленной А.П. Лисицыном скорости выноса оно составляет всего 160 млн лет.

Принимая во внимание оценки других авторов по скоростям выноса материала с континентов, которые в $1,5$ – 2 раза ниже, чем у А.П. Лисицына [Milliman, Meade, 1983; McLennan, Taylor, 1983], и тот факт, что на протяжении фанерозоя в геологической истории материков доминировали эпохи трансгрессий [Vail et al., 1977], когда сток вещества в океаны должен был сокращаться, полученные выше временные интервалы следует увеличить в 4 – 6 раз. Введение таких поправок тем не менее не снимает остроты проблемы. Даже если расчетное время размыва современных материковых поднятий увеличить на два порядка, т.е. до $1,08$ млрд лет, то и тогда этот процесс должен был завершиться за вполне обозримый отрезок всей истории Земли. Мысль о том, что эрозия поверхности континентов и вынос рыхлого материала в океаны должны компенсироваться процессами горообразования (воздымания) и прибавлением вещества из недр, высказывалась давно и неоднократно. Прделанные выше расчеты на основе доступных сейчас данных призваны лишь подчеркнуть очень крупный масштаб этих явлений и привлечь внимание к другой не менее важной стороне проблемы — к отсутствию адекватных количеств рыхлых отложений на дне океанов.

Минимальная оценка объема осадочных пород в океанах равна $165,7 \cdot 10^6$ км³ (пересчет на основе средней мощности из работы А.П. Лисицына [1984]). По результатам других исследователей он в 6 – 7 раз выше [Ронов, 1980; Хейс, 1984]. По многим, и в частности по изотопным критериям [Goldstain, O'Nions, 1981], осадки не менее чем на 90% состоят из вещества континентального происхождения. Самые древние из них

имеют среднеюрский возраст, хотя заполняющий океанические впадины водный слой и поставляющие в него терригенный материал континенты несоизмеримо древнее.

На весьма преклонный возраст основной массы земной гидросферы указывают не только астрофизические, геохимические, биологические и палеонтологические свидетельства [Руби, 1957; Зенкевич, 1971; Соколов, 1979], но и геологические данные. Система доказательств очень длительной, минимум с рифейского времени, геологической эволюции Тихоокеанского подвижного пояса достаточно хорошо известна [Богданов, 1969; Пушаровский, 1972; и др.]. Этот пояс, граничащий почти на всем протяжении с материковыми дорифейскими платформами, несомненно, отделял их от столь же древнего океана. Вдобавок на материках установлены многочисленные свидетельства эпох очень древних, докембрийских оледенений, а также регулярная встречаемость протерозойских и даже архейских осадочных пород, формировавшихся в условиях крупных приливов и отливов [Шопф, 1982; и др.]. Ни то, ни другое, естественно, нельзя объяснить при отсутствии на Земле в те времена очень крупных водоемов. Впервые такие водоемы, видимо, появились уже в раннем архее [Nisbet, 1987], а в главной своей массе гидросфера должна была сформироваться не позднее 2,5 млрд лет назад.

Столь длительное существование на земной поверхности больших объемов несвященной воды, вполне сопоставимых с современными, является главным и непреодолимым препятствием для гипотез образования наблюдаемых ныне океанических впадин за счет общего расширения Земли или путем "океанизации" занимавшей их место континентальной коры. Выбирать приходится из двух одно: либо водные массы при тектоническом сокращении и закрытии дна древних океанов перемещаются в области новообразованной океанической коры (плейт-тектоническая гипотеза), либо они сейчас находятся там, где находились всегда. Последняя точка зрения приемлема только при условии, что все доюрские осадочные породы в океанах скрыты под толщами более молодого базальтового слоя океанической коры. Эта уловка, однако, весьма уязвима. Осадконакопление в океанах протекает крайне неравномерно. Одной из глобальных его особенностей является развитие лавинной седиментации в устьях крупных рек и в основании континентальных склонов, где в геологическом смысле мгновенно скапливаются очень мощные (до 15–18 км) толщи терригенных отложений [Лисицын, 1984]. Бесследно захоронить такие толщи под покровом базальтовых излияний с меньшими на порядок мощностями просто нет никакой возможности, и плейт-тектоническая концепция образования и геотектонической эволюции океанических бассейнов остается на сегодняшний день единственно приемлемой.

Появление гидросферы на Земле явилось огромным событием не только геотектонического, но и геохимического значения. Дифференциация вещества в недрах в основном определяется физическими и кристаллохимическими свойствами элементов, тогда как в водной среде первостепенную роль играют уже их химические свойства. В результате многие петрогенные и редкие элементы, всегда сопутствующие друг другу при эндогенных процессах разделения вещества, получили возможность мигрировать разными путями при экзогенных воздействиях и перемещениях водных масс. Например, ни один эндогенный процесс не ведет к такому интенсивному концентрированию глинозема, какое возникает при латеритном выветривании. Подобных вариантов обособления значительных масс вещества определенного состава под действием экзогенных факторов очень много. Соединяясь с эндогенными, они приводят к процессам дифференциации глобального значения. Именно в таком сложном и длительном переплетении эндогенных и экзогенных геологических процессов по современным представлениям образуется гранитогнейсовый слой континентальной коры. Чрезвычайная сложность возрастных и структурных взаимоотношений пород, участвующих в его строении, абсолютно исключает возможность образования всей сиалической оболочки в результате любых мыслимых схем прямой дифференциации

мантийного вещества. Безусловно в ней есть и гранитоидные дифференциаты мантийных магм, но для выделения их в самостоятельные многокилометровые слои на континентах необходимы совершенно иные по своей сути и масштабам процессы. С любых геотектонических позиций, в том числе и с позиций фиксизма, из них невозможно исключить процессы эрозии и крупномасштабных перераспределений масс твердого вещества коры на земной поверхности, что, в свою очередь, невозможно без тех средств транспортировки и факторов дифференциации, которые обеспечивают гидросферу, атмосферу и солнечная энергия. Иными словами именно древность сиалического слоя континентов диктует существование на земле древних водоемов, а стало быть, и наличие под ними более плотной коры иного состава, которая уничтожается в одних и появляется в других областях при перемещениях континентальных и водных масс.

Явления дифференциации вещества в сфере действия экзогенных геологических и геохимических факторов самым теснейшим образом переплетены с противоположными процессами смешения материала самых различных геологических образований. Так, в любых терригенных отложениях обычно перемешаны продукты разрушения всех горных пород, которые обнажались в областях сноса эрозионного материала в осадочный бассейн, но при этом их глинистые и песчаные фации не будут идентичны по минеральному составу и геохимическим особенностям. Такое диалектическое единство процессов смешения и дифференциации проявляется в образовании всех типов осадочных пород и определяет в конечном итоге все особенности состава атмосферы, гидросферы и биосферы. Благодаря энергии солнца эти геосферы находятся в состоянии непрерывного движения, а также взаимодействия друг с другом и с породами верхних слоев земной коры, приводя к интенсивному их преобразованию.

Таким образом, появление и длительное существование гидросферы и атмосферы на Земле оказалось мощнейшим фактором вещественной и структурной эволюции земной коры. Особо важную роль в этом отношении стали играть переходные зоны между континентами и океанами, к которым относятся и рассматриваемые в работе крайние моря.

РОЛЬ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН В ВЕЩЕСТВЕННОМ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ЗЕМНЫХ ОБОЛОЧЕК

Выдающийся геолог прошлого столетия Э. Зюсс первым обратил внимание на различный характер строения и геологической эволюции континентальных окраин, разделив их в глобальном масштабе на окраины атлантического и тихоокеанского типа. За прошедшие десятилетия рациональные элементы, лежавшие в основе идеи, пополнились большим количеством новых геологических, геофизических и океанологических наблюдений. Эти результаты полностью убеждают в том, что в основе такого районирования заложен глубокий геотектонический смысл, правда, по сути своей иной, чем это предполагал Зюсс, а сами различия простираются гораздо дальше зоны прибрежных структур в сторону океана. Смысл понятий, введенных Зюссом в геологию, расширился, и в настоящее время терминологически более строгими стали такие определения, как пассивные и активные зоны перехода от континентов к океанам.

Пространственное расположение областей, выделяемых в качестве активных и пассивных переходных зон, показано на рис. 40. Первые обрамляют по периферии Тихий океан, Юго-Восточную Азию и включают регионы Карибского моря и моря Скоша. Вторые преимущественно отделяют области Атлантического и Индийского океанов от окружающих их материков. И те, и другие являются структурно-тектоническими зонами очень крупного, глобального масштаба и различаются по многим принципиально важным геологическим и геофизическим характеристикам.

Пассивные переходные зоны получили свое название из-за почти полного отсутствия признаков сейсмической и вулканической активности в их пределах. Они ха-

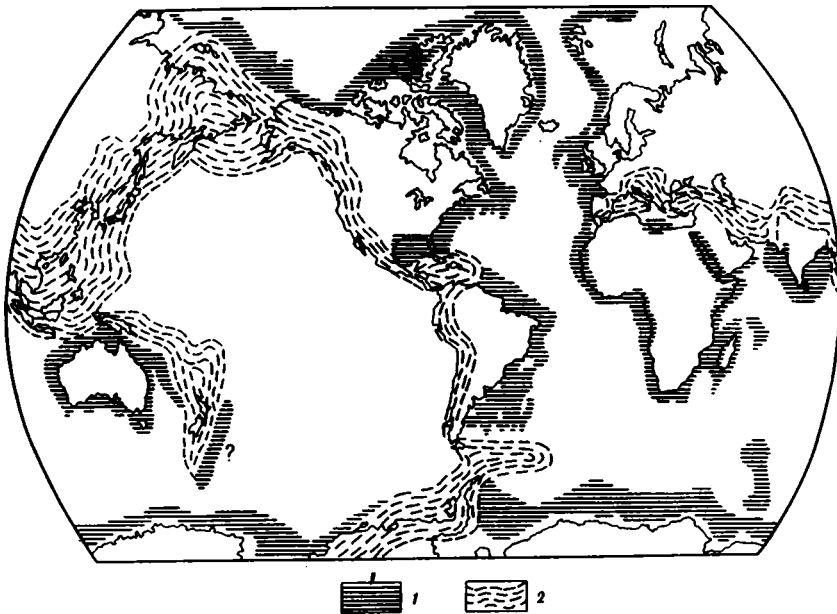


Рис. 40. Глобальные системы пассивных (1) и активных (2) переходных зон от континентов к океанам

рактируются чрезвычайно интенсивным развитием процессов седиментации, происходящих на фоне прогибания и блоковых погружений земной коры. Эти нисходящие движения в значительной мере вызываются увеличением нагрузки на литосферу за счет накопления осадочного материала. Мощности отложений в зоне подножия континентальных склонов современной системы пассивных окраин часто достигают 10, а порою 15–18 км [Лисицын, 1984; Grow, Sheridan, 1981; и др.]. Однако в соответствии с принципами изостазии прогибание дна за счет веса скапливающихся осадков не может достигать амплитуды, более чем в 2,5 раза превышающей глубину океана в области седиментации. Стало быть, существование в зоне пассивных окраин осадочных бассейнов с мощностями отложений более 8–10 км требует признать наличие и других, очевидно, тектогенных факторов прогибания [Steckler, Watts, 1978].

А.П. Лисицын [1984] указывает, что в среднем для пассивных окраин угол наклона континентального склона около 4° . Это приводит к тому, что скапливающиеся на нем осадки при достижении определенной критической массы срываются и лавинообразно обрушиваются вниз в зону подножия. Взмучивание, которое возникает при этом, способствует выносу терригенного континентального материала на значительные расстояния в области развития океанической коры. Необходимо подчеркнуть, что такие процессы лавинной седиментации приобретают тем самым существенное геохимическое значение, разнося продукты разрушения древней сиалической поверхности континентов и делая их достоянием молодой океанической коры.

Разрешающая способность современных методов глубинного сейсмического зондирования не позволяет "увидеть воочию", как выглядит шов сочленения между континентальной корой и океаническим фундаментом в зоне пассивных окраин. Разные исследователи несколько по-разному заполняют эту узкую полосу пробела в записях на сейсмопрофилях, в пределах которой происходит резкий переход от тонкой океанической коры к мощной континентальной. Ясно одно, что сейсмически она неактивна, и релаксация любых возникающих здесь напряжений вследствие неизвестных пока причин протекает спокойным образом, не вызывая значительных возмущений

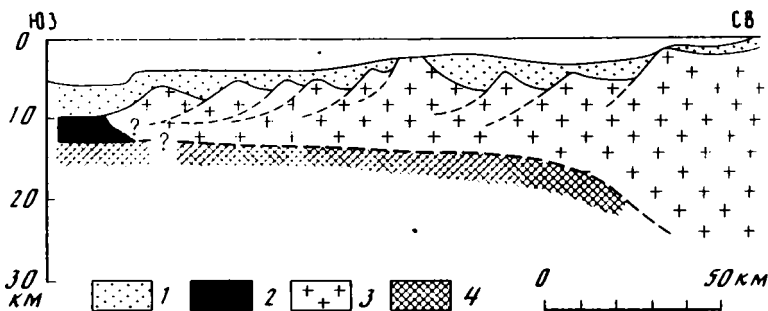


Рис. 41. Разрез земной коры пассивной окраины в северной части Бискайского залива (по: [De Charpal et al., 1978])

1 — осадочный чехол нерасчлененный; 2 — океаническая кора, $V_p = 4,3-4,1$ км/с; 3 — утоненная континентальная кора, $V_p = 5+6,3$ км/с; 4 — мантия, $V_p = 8,2$ км/с

гравитационного поля. Получение обоснованных выводов о закономерностях распределения теплового потока в таких зонах затруднено из-за экранирующего эффекта мощных толщ перекрывающих осадков.

Данные сейсмопрофилирования вполне определенно указывают на различную степень и неодинаковый стиль тектонических деформаций пород фундамента тех областей континентальной и океанической коры, которые стыкуются в пассивных переходных зонах. Практически на всех профилях, пересекающих такие зоны, поверхность океанического фундамента имеет выровненный характер и плавно погружается в сторону континента, перекрываясь все более мощной толщей осадков. Признаки крупных разрывных нарушений и смещений блоков коры здесь отсутствуют [Grow, Sheridan, 1981]. Совершенно по-иному выглядит поверхность фундамента на континентальном склоне, где он разбит на серию блоков с различными амплитудами взаимных смещений. Во многих случаях установлено, что блоки ограничены листрическими разломами [De Charpal et al., 1978; Grow, Sheridan, 1981]. Классическим примером в этом отношении является пассивная окраина северной части Бискайского залива (рис. 41).

Листрический характер сбросов служит признаком участия гравитационной компоненты в оползании отделяющихся блоков континентальной коры и наряду с опусканием по вертикали ведет к латеральному смещению их в сторону океана. Образно говоря, современные пассивные окраины представляют собой зоны наступления континентальной коры на океаническую под воздействием эрозионно-седиментационных циклов и гравитационной тектоники. Это со многих точек зрения весьма естественная реакция на раскрытие океанического бассейна, независимо от того, как это произошло в соответствии с концепцией плейттектоники, или, скажем, в результате обрушения крупной области панплатформы, как это полагал, например, Г. Штилле.

Активные переходные зоны охватывают Тихоокеанский тектонический пояс в понимании Ю.М. Пушаровского [1972] и являются, оправдывая свое название, областями очень высокой сейсмической и вулканической активности. Это одни из зон интенсивных тектонических движений в современную эпоху и перемещений крупных масс вещества земной коры и подкорových горизонтов, как это следует из всего содержания предыдущих глав. Осадочный чехол активных переходных зон резко отличен по своему строению от чехла пассивных. В этом лишний раз убеждает сравнение двух схематических разрезов на рис. 42. Первый является упрощенным вариантом разреза, составленного Дж. Гроу и Р. Шериданом [Grow, Sheridan, 1981] для одного из районов Восточно-Американской

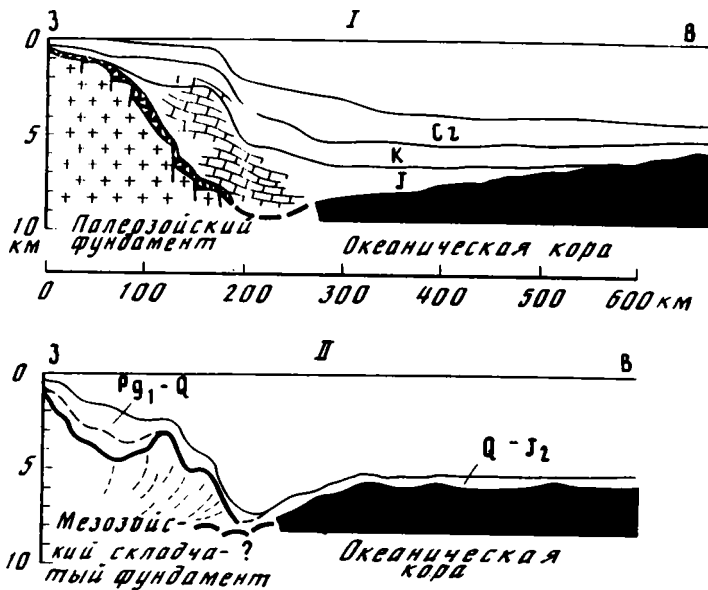


Рис. 42. Схематические геологические разрезы осадочного чехла пассивной и активной переходных зон в областях с разновозрастным фундаментом океанской коры

I — банка Джорджия, Атлантическое побережье США (по: [Grow, Sheridan, 1981]); II — Японский желоб, у северной части о-ва Хонсю (по: [Von Huene et al., 1982])

пассивной окраины, а на другом обобщены результаты сейсмопрофилирования и бурения в зоне перехода от Северо-Восточной Японии к ложу Тихого океана [von Huene et al., 1982]. Оба примера выбраны потому, что для каждого древнейшие горизонты рыхлых отложений имеют одинаковый, среднеюрский, возраст, а областями эрозии и сноса терригенного материала там и тут являются прибрежные горные сооружения: Аппалачи — в первом случае и хребты Китаками и Абукума — во втором. По данным Н.М. Страхова [1983], средние скорости эрозии дневной поверхности в Японии даже несколько выше, чем в Аппалачах, и объяснить резко пониженные мощности осадочных отложений на ее континентальном склоне и в желобе за счет причин подобного рода не представляется возможным. Амплитуда прогибания коры в Японском и всех остальных желобах, служащих внешней границей активных переходных зон, не уступает по величине прогибам в основании пассивных окраин. При наблюдаемом дефиците осадочных масс прогибание в данном случае должно прежде всего вызываться геодинамическими причинами и быть явно отличным по природе от нисходящих движений в пассивных переходных зонах.

В настоящее время принципиально разный характер геологической эволюции двух типов переходных зон не вызывает никаких сомнений и находит оправдание только в мобилистических концепциях геотектоники. Материалы предыдущих глав работы показывают, что включающие окраинные моря активные зоны перехода океан-континент отличаются широким разнообразием и противоречивыми особенностями тектонических событий и магматической деятельности на всех этапах своего развития. Во-первых, приводившиеся аргументы убеждают в том, что здесь благодаря заложению локализованных центров спрединга в тылу островных дуг периодически формируются изолированные области с новообразуемой океанической корой. Во-вторых, такие, "талассогенетические" по своей направленности, фазы раскрытия малых океанических бассейнов постоянно сочетаются с диалектически противоположными про-

цессами сокращения областей прежде существовавшей океанской коры как периферических частей дна океанов, так и самих краевых котловин ранних эпох становления. В-третьих, вся совокупность происходящих здесь процессов теснейшим образом переплетена со сложными и тоже противоречивыми по тенденциям фазами структурно-вещественных преобразований коры островных дуг.

В продуктах магматической деятельности островных дуг значительную долю составляют породы андезитового состава, поэтому ее развитие до известной степени определяет сиалическую тенденцию вещественных изменений в коре. Явления тектонической коллизии между дугами создают возможность укрупнения блоков коры субконтинентального типа, которые в случае столкновения с окраиной материка становятся частью краевых покровно-складчатых сооружений, обеспечивая разрастание континентов. Однако в геологической истории островных дуг удается проследить и прямо противоположные тенденции деструкции структур за счет процессов рифтогенеза и пространственного разобщения сегментов прежде единого сооружения в результате развития интрадуговых спрединг-зон. Одновременно явлениям аккреции океанических осадков у основания фронтальных зон островных дуг, также ведущим к увеличению доли сиалического вещества в их составе, противостоят процессы тектогенной эрозии пород фундамента и снос при выветривании и денудации субаэральных этажей структур терригенного материала, который уходит затем в зоны субдукции. Таким образом, пассивные окраины, где терригенные продукты теряются континентами и уходят за их пределы в области с океанской корой, вместе с активными переходными зонами, где поступление эндогенного материала к поверхности сочетается с противонаправленными процессами субдукции вещества внешних слоев на глубину, следует рассматривать как планетарные тектонические пояса, в пределах которых происходит постоянный обмен веществом между всеми оболочками Земли и в конечном итоге определяется ведущая направленность эволюции их состава. Наиболее велика в этом отношении роль последних зон, поскольку именно здесь длительным и сложным путем, особенности которого анализируются ниже, идут процессы преобразования океанической коры в континентальную, благодаря которым материка, несмотря на длительное и постоянное бремя мощной эрозии и других деструктивных явлений, все еще продолжают возвышаться над поверхностью гидросферы.

ГИПОТЕЗА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНУЮ

Идеи о преобразовании океанической коры в континентальную прочно укрепились в геотектонике к началу 70-х годов [Пейве, 1969; Книппер, 1970, 1975; Хаин, 1970; и др.]. Они базировались на выводах континентальной геологии о прогрессивном, необратимом росте коры материков с течением времени и учитывали ту новую и принципиально важную информацию, которую давали бурно развивавшиеся исследования геологии дна океанов. Эти идеи требовали разработки конкретных представлений о той совокупности процессов тектоники, петрологии и геохимии, которые в состоянии обеспечить трансформацию тонкой, закономерно слоистой и основной по составу океанской коры в 5-, 6-кратно более мощную кору материков, с совершенно иными закономерностями строения разреза и явно иными геохимическими особенностями слагающих его пород.

В поисках решений проблемы не раз предпринимались попытки объединить положения тектоники плит, родившейся на базе исследований в океанах, с теорией геосинклиналей, владевшей умами и построениями геологов, изучивших строение континентов. Вопросы правомерности такого синтеза и всевозможные аргументы за и против пересмотра положений геосинклинали модели эволюции материковой коры обсуждались неоднократно [Хаин, 1970; Белоусов, 1968; Зоненшайн, 1971; Мар-

ков, 1975]. Итоги дискуссии, выявившей преимущества мобилистических представлений о развитии тектоносферы, общеизвестны и не нуждаются в повторении. Хотелось бы только сделать некоторые дополнительные замечания, имеющие непосредственное отношение к вещественной стороне проблемы формирования "андезитового" состава коры материков за счет "базальтового" вещества коры океанов.

Геосинклинальная теория по сути дела не ставила и не решала такой задачи. Переход от магматизма инициальных стадий развития с его основными—ультраосновными комплексами пород к преимущественно андезитовому и гранитоидному магматизму последующих этапов связывается в классических вариантах теории в основном с процессами метаморфизма, гранитизации и палингенеза тех вулканогенно-осадочных формаций, которые накапливаются в геосинклинальном прогибе. Хорошо известно, что значительная доля в их составе принадлежит компонентам, образовавшимся в результате эрозии прилегающих, более древних областей материков. Эта часть материала по существу не относится к новообразованному очередным геосинклинальным циклом веществу коры. Прирост его массы обеспечивает лишь то вещество, которое поступает в развивающуюся геосинклинальную область из мантии и переходит затем в состав континентальной коры полностью или частично, с возвратом реститовых фракций обратно в мантию.

Результаты теоретической и экспериментальной петрологии допускают возможность зарождения андезитовых расплавов непосредственно в ультраосновном веществе мантии [Майсен, Беттчер, 1979; и др.]. Это позволяет в принципе применять прямую схему дифференциации вещества в недрах как фактор роста континентальной коры. Однако андезиты и более кислые лавы, скорее всего, генетически связаны с процессами дифференциации родоначальных базальтовых магм, а не с ювенильными более кислыми расплавами (см. гл. 4). Такое происхождение наиболее оправданно для большинства орогенных андезитов [Gill, 1981], и лишь для архея можно допустить возможность поступления заметных количеств магматического материала среднего-кислого состава непосредственно из глубоких недр [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

По поводу вновь поступающего андезитового материала в разрастающуюся кору континентов необходимо заметить следующее. Базальтовые магмы, с которыми связаны происхождением андезиты, по петрологическим критериям образуются при процессах частичного плавления мантийного вещества в присутствии водной фазы. Этим они резко отличаются от толеит-базальтовых магм океанического типа, генерация которых протекает в "сухих" условиях. Поэтому если континентальные и океанические сегменты земной коры независимы в своей геологической эволюции, то главной причиной итоговых различий в их строении и составе следует считать взаимную изолированность соответствующих подкоровых областей, имевших и продолжающих иметь разную геодинамику и всю неадекватность условий дифференциации мантийного вещества. Тогда логично предположить, что скорость приращения "андезитовой" коры континентов и "базальтовой" коры океанов косвенно отражает степень эндогенной активности недр под ними. Для всей континентальной коры с общей массой порядка $22,3 \cdot 10^{24}$ г. [Ронов, Ярошевский, 1976] за время образования в течение 3,8 млрд лет средняя скорость притока вещества составляет примерно $5,9 \cdot 10^{15}$ г/год. Кора современных океанов со средней мощностью 7,0–7,5 км при занимаемой площади около $300 \cdot 10^6$ км² и средней плотности вещества 2,95 г/см³ обладает массой $(6,2 \pm 6,6) \cdot 10^{24}$ г. По геологическим данным время ее образования оценивается в 0,15 млрд лет, и значит, скорость поступления корообразующего материала с глубины была не менее $41,3 \cdot 10^{15}$ г/год.

Таким образом, единица массы базальтовой океанской коры образовалась на поверхности Земли в 7 раз быстрее, чем такое же количество андезитового материала коры континентов. Последний, однако, следует рассматривать как фракцию исходных

базальтовых расплавов. Расчеты геохимических балансов по такому критическому элементу как K_2O показывают, что в этом случае поступающее в континентальные области базальтовое вещество превосходило по массе выделившееся из него андезитовые фракции в 4–5 раз. Для того чтобы не создавать при этом противоположный поток реститовых фракций на глубину, можно допустить, что они параллельно с наращиванием андезитового слоя коры формируют подстилающие его горизонты литосферы. Данные расчетов достаточно хорошо согласуются с существующими оценками средних мощностей и коры и литосферы континентов, но требуемая скорость притока базальтовых магм остается все же более низкой, минимум в 1,5 раза, чем в областях формирования океанской коры.

Итоги этих грубых, но вряд ли неверных в своей основе расчетов показывают, что нет каких-либо оснований предполагать более высокие скорости потоков вещества из недр в областях развития континентальной коры по сравнению с океаническими регионами. Скорее, если такие потоки и развивались независимо, имеет место обратное соотношение. В связи с этим нельзя не обратить внимание читателя на возникающую парадоксальную ситуацию: в континентальных сегментах с малыми скоростями прироста корового вещества энергоемкие процессы тектонических, структурных, метаморфических и других преобразований поступающего к поверхности материала развивались неизмеримо интенсивнее, чем в океанических, где приток вещества из недр, а значит, и определявшая его эндогенная активность, были более высокими.

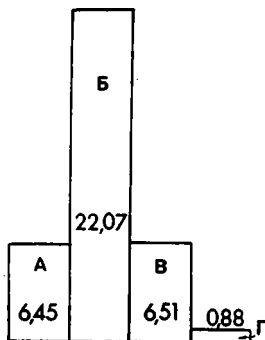
Отмеченный парадокс показывает, что принцип независимости эндогенных режимов в недрах материков и океанов, означающий одновременно фиксированное расположение тех и других на земной поверхности, явно нельзя признать удовлетворительным. Этот вывод лишний раз убеждает в общей несостоятельности идей фиксизма в геологии и основанных на них геотектонических построений. Альтернативная, мобилистическая концепция тектоники плит, находящая в последнее время все большую поддержку и со стороны фактов и в области теоретических обоснований, предлагает весьма логичную цепь геологических событий, ведущих к преобразованию океанической коры в континентальную и имеющих совершенно иную геодинамическую основу. Решающую роль в структурно-вещественной эволюции всей литосферы тектоника плит отводит двум главным, диалектически связанным в развитии тектоническим зонам: 1) зонам спрединга, где проходят дивергентные границы плит и магматическим путем образуется базальтовая кора океанов, и 2) зонам субдукции, где взаимные перемещения плит имеют конвергентный характер и приводят к погружению краев океанской литосферы в мантию, создавая тем самым условия для трансформации основной океанической коры в вещество, обогащенное компонентами сиала. Первая часть концепции стала общепризнанной достаточно давно, однако первоначальные модели геодинамики зон субдукции в последнее время стали приходить в некоторые противоречия с новыми данными геологии и геохимии. Суть возникших проблем и те изменения, которые в связи с этим рационально внести в существующие представления о процессах, связанных с конвергенцией плит, рассматриваются в следующем разделе.

МОДЕЛЬ СУБДУКЦИИ С ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЗИЦИЙ

Спрединговая модель формирования океанической коры и постоянство объема Земли были необходимыми, но недостаточными условиями для возникновения представлений о субдукции. Эта идея получила право на жизнь только после того, когда данные о характере затухания сейсмических волн под островной дугой Тонга заставили считать, что на глубине существует узкая зона, пространственно сопряженная с зоной Заварицкого–Беньофа, распространяясь вдоль которой, волны поглощаются слабее, чем в окружающих областях мантии [Oliver, Isacks, 1967]. На этом основании зоны такого рода, позднее обнаруженные и под другими островными дугами, стали

Рис. 43. Неоднородности в распределении масс осадочного вещества, приходящихся на единицу площади дна главных морфоструктурных зон Мирового океана (пересчитано по данным В. Хейя [1984])

А — шельфы пассивных окраин; Б — материковые склоны и подножия пассивных окраин; В — активные окраины в целом; Г — абиссальные котловины. Цифрами проставлены абсолютные значения масс, $\cdot 10^{24} \text{ г/км}^2$.



отождествлять с краями холодных и жестких литосферных плит, опускающимися до глубин в 400–650 км в разогретое и потому менее плотное, вязкое вещество подлитосферных горизонтов мантии. Вопрос о том, насколько однозначна и доказательна такая интерпретация сейсмологических наблюдений, должен решаться геофизиками, но в пользу самой идеи субдукции сейчас можно привести совершенно независимые от этих наблюдений аргументы.

Прежде всего к ним относятся рассмотренные в четвертой главе изотопно-геохимические критерии, которые свидетельствуют о том, что магматизм островных дуг в процессе развития нередко проходит через стадию взаимодействия с веществом океанических осадков. Как отмечалось, особенно показательны в этом отношении повышенные концентрации изотопа ^{10}Be , обнаруживаемые в вулканогенных породах островных дуг и не находящие себе каких-либо иных объяснений.

Отрицая субдукцию, нельзя понять и установленные сейчас закономерности в распределении масс осадочного материала на дне современных океанов [Лисицын, 1984; Шараськин, 1984а]. В существующих оценках абсолютных масс осадочного материала в океанах, которые опубликованы советскими [Ронов, 1980; Лисицын, 1984] и зарубежными [Хей, 1984] исследователями, есть заметные расхождения. У каждого автора, безусловно, были свои допущены и погрешности в расчетах, но если при сравнении масс осадков в отдельных зонах опираться на результаты одного исследователя, взяв их в относительном выражении, ошибки в определениях абсолютных количеств окажутся сnivelированными.

Интересующие нас оценки масс осадочного материала в переходных зонах есть в работе В. Хейя (рис. 43). Согласно его результатам общее количество осадков, залегающих сейчас на материковом склоне и у его подножия вдоль всей системы пассивных окраин почти в 15 раз выше осадочной массы, покрывающей те же морфотектонические элементы активных переходных зон. При пересчете на единицу площади эта разница снижается до 3,5 раза, продолжая оставаться слишком высокой, чтобы ее можно было объяснить чисто седиментологическими причинами, поскольку глобальная протяженность той и другой системы окраин (см. рис. 40) должна нивелировать различия в локальных, климатических и других факторах седиментации. Примером тому могут служить данные о том, что в современную эпоху величины суммарного твердого стока рек в Тихий и Атлантический океаны вполне соизмеримы, несмотря на все различия параметров соответствующих водосборных областей [Лисицын, 1984]. Более того, пространственная связь активных окраин, на всем их протяжении, с горными поясами мезозойско-кайнозойской складчатости — фактор явно благоприятный для преимущественного сноса материала именно в эти области, так как скорость механической эрозии суши экспоненциально растет с увеличением высоты поднятий [Holland, 1978]. Роль этого фактора особенно важна в талассократические эпохи. В такие периоды значительная часть континентальных равнин становится

дном лагун и мелководных морей, что с неизбежностью должно вести к сокращению сноса материала на материковые склоны и подножия пассивных окраин. Те же области активных окраин в это время остаются в достаточно близком соседстве с размываемыми складчатыми горами, которые продолжают снабжать их эрозионным материалом.

Поиск седиментологических причин для объяснения минимум троекратно меньшей массы осадков на единице площади активных переходных зон по сравнению с пассивными представляется абсолютно бесперспективным, если напомнить, что извержения вулканических цепей, развитых в первых и отсутствующих во вторых, характеризуются высокими коэффициентами эксплозивности (в среднем около 90% [Ритман, 1964]). Значительная часть выбрасываемого ими в атмосферу материала, безусловно, выходит за пределы узких шельфов активных окраин, поставляя дополнительный материал к терригенному веществу, выносимому с континентов. Качественное представление о масштабах выноса последнего можно получить, например, на основе геологических данных по западному побережью американских континентов, где давно известна прибрежная полоса выходов крупных, глубоко эродированных гранитных батолитов мезозойского возраста. Продукты эрозии должны были удаляться на запад, поскольку с востока к полосе интрузий подходят складчатые горные сооружения Анд и Кордильер. И хотя оценить общую массу перемещенного материала в количественном выражении невозможно, при глубине становления батолитов в несколько километров она поистине должна была быть грандиозной.

Первоначально тектоника плит объясняла резкую диспропорцию масс рыхлого осадочного материала в активных и пассивных переходных зонах тектоническим скупиванием и образованием аккреционных призм дислоцированных осадков у основания континентальных окраин и островных дуг. При таком варианте в зонах субдукции на значительные глубины в мантию погружаются только породы 2-го и 3-го слоев океанской коры. Метаморфизуясь в эклогиты, они становятся, как показывали данные экспериментальной петрологии, тем материалом, из которого можно получить при частичном плавлении магмы андезитового состава [Добрецов, 1981].

Эта логичная и простая модель преобразования основных пород океанской коры в "андезитовое вещество" континентов со временем вошла в противоречие с данными бурения на внутренних склонах желобов в Тихом океане и с результатами изучения изотопно-геохимических особенностей вулканических пород островных дуг. Первые (см. гл. 1 и 2) показали, что явления тектонической аккреции осадков во фронтальных зонах дуг весьма скромны по своим масштабам, в связи с чем вывод о субдукции значительной части осадочного материала вместе с породами океанской коры стал неизбежным. Вторые (гл. 4) дали доказательства генетической связи андезитовых формаций островных дуг с родоначальными базальтовыми магмами, генерация которых происходит в гетерогенном мантийном субстрате при явно нерегулярном взаимодействии с субдуцируемыми базальтами и осадками океанской коры. Для целей приводимых рассуждений особенно важно то, что твердое или "сухое" вещество осадочного чехла океанов состоит в основном из компонентов верхних слоев континентальной коры [Лисицын, 1984]. Особенно отчетливо на это указывают данные по изотопному составу свинца [Sun, 1980], стронция [Фор, Пауэлл, 1974] и неодима [Goldstein, O'Nions, 1981] в различных типах морских отложений. В связи с этим вывод о субдукции осадочного материала заставляет считать зоны конвергенции литосферных плит не просто областями погружения и переработки базальтов океанской коры в континентальное вещество, но еще и зонами, где идет обратное по значению удаление с поверхности на глубину продуктов разрушения материковой коры. Общая направленность ее эволюции становится, таким образом, в зависимости от соотношения скоростей той и другой категории процессов, которое, очевидно, может варьировать и во времени и в пространстве.

Чтобы грубо охарактеризовать масштабность процессов второго рода надо напомнить, что общая масса осадков в современных океанах, видимо, близка к $1 \cdot 10^{24}$ г $0,89 \cdot 10^{24}$ г [Ронов, 1980]; $1 \cdot 10^{24}$ [Хей, 1984]. Поскольку в прошлом, особенно в ближайшем, скорости океанической седиментации по многим критериям были сопоставимы со скоростями за последние 150 млн лет [Мофф, 1982], в океанах рифея и палеозоя за эквивалентные промежутки времени должны были накапливаться примерно такие же массы отложений. Количество их в сумме с начала рифея составило бы $\sim 10 \cdot 10^{24}$ г, и если лишь четверть этого материала субдуцировалась в недра при сокращении площади древних и развитии последующих областей с океанской корой, то его общая масса должна быть равна $2,25 \cdot 10^{24}$ г. Это составляет около 10% от массы коры современных континентов, которая по оценкам различных исследователей (см. обзор у С. Тейлора и С. Мак-Леннана [1988]) начиная с рифея тоже увеличились по массе не более чем на 10%. При всей условности проведенного сопоставления роль субдукции осадочного вещества в сравнении с приростом массы континентов за последнюю треть земной эволюции определенно надо считать очень значительной, ибо сдвинуть хотя бы на порядок полученное соотношение можно только путем соответствующего изменения принятых в расчетах параметров, что очень трудно разумно обосновать.

Как полагают многие исследователи, осадочный материал, проникая вдоль сейсмофокальных зон и достигая очагов магмообразования, должен в силу легкоплавкости экстрагироваться расплавами и магматическим путем возвращаться на поверхность. Однако такую схему развития процессов нельзя признать удовлетворительной в свете результатов количественных оценок доли осадочных компонентов в составе островодужных магм. Они проводились неоднократно на основе самых разных изотопно-геохимических параметров [Meijer, 1976; Kay et al., 1978; Sun, 1980; Журавлев и др., 1983, 1985; и др.], и в соответствии с выводами авторов максимально допустимыми пределами являются 1–2%, а в ряде случаев и еще более низкие уровни примеси осадочного вещества. Результаты таких расчетов получены при условии смешения осадков с магмами, возникающими при плавлении деплетированной мантии. Если же расплавы генерируются с участием менее истощенных мантийных резервуаров (см. гл. 4), то допустимый процент примеси осадочного материала становится еще более низким. Трудно предполагать, что смешение в таких незначительных масштабах происходит на больших глубинах, при температурах зарождения магм и соответствующем прогреве окружающей среды. В этих условиях вся масса легкоплавких осадочных компонентов должна переходить в состав расплавов, и степень контаминации должна быть значительно выше той, которая установлена путем расчетов на основе изотопных параметров, и тем более высокой, чем меньше степень частичного плавления субстрата при магмообразовании.

Отмеченные противоречия снимает другая схема развития магматизма зон субдукции, в которой предполагается, что запас тепла в зонах мантии, окружающих погружаемые холодные края литосферных плит, недостаточно велик, чтобы перевести в расплавленное состояние даже наименее тугоплавкие их слои. Породы океанской коры и осадочное вещество при этом только метаморфизуются, приходя в равновесие с P - T -условиями окружающей среды и отдавая в нее летучие и связанные с ними наиболее мобильные химические элементы. Проникая в перекрывающие более горячие зоны мантии, такие флюиды могут дать начало процессам плавления мантийного вещества, обеспечивая при этом уже не валовую, а только избирательную контаминацию возникающих магматических очагов компонентами сиала. Однако у этой модели есть свои сложности и трудности, несмотря на явные преимущества перед первым вариантом. Главные из них состоят в том, что при данном варианте только часть субдуцируемых компонентов сиала, притом очень ничтожная, получает возможность вернуться в верхние горизонты коры. Остальные обречены на захоронение.

Таким образом, одна из основных проблем, которую приходится решать при выборе наиболее рационального варианта глубинных процессов в зонах субдукции, заключается в том, что необходимо найти выход из основного противоречия между результатами геологических и геохимических наблюдений. Согласно первым, рост массы континентальной коры происходит вопреки тому, что в зонах конвергенции литосферных плит с поверхности в недра уходят соизмеримые с ним массы осадков с высокой пропорцией континентального вещества. Согласно вторым при развитии магматизма над зонами субдукции только незначительная часть этого материала возвращается на поверхность магматическим путем.

Простейший путь разрешения проблемы состоит в том, что следует допустить тектоническое расслоение краев океанской литосферы при субдукции, в результате которого глубоко в мантию уходит преимущественно подкорковая часть плиты, тогда как главная масса корового материала тектонически скучивается под основанием островных дуг или континентальных окраин [Шараськин, Карпенко, 1987]. Тем самым, первая составляющая процесса сохраняется как фактор, ведущий к образованию сейсмофокальных зон со всем их геодинамическим значением, а вторую, по существу, следует рассматривать как видоизмененный механизм формирования корневой складчатых горных систем в зонах перехода океан-континент.

Предлагаемый подход прежде всего значительно облегчает решение разного рода геохимических проблем. Ограничив сферу циркуляции сиалических компонентов только верхним, подстилающим кору уровнем тектоносферы, мы получаем условия, при которых в областях активных окраин могут возникать крайне разнообразные по геохимическим особенностям продукты вулканизма. Зарождение родоначальных магм в данном случае будет начинаться в мантийном субстрате, степень гетерогенности которого усиливается за счет проникновения на глубину деплетированного вещества нижних слоев океанской литосферы. Далее в зависимости от тектонической обстановки глубинные магмы могут поступать на поверхность, либо взаимодействуя с вышележащей призмой скученного сиалического материала, либо минуя эту стадию и сохраняя первичные характеристики.

Важно также, что только за счет формирования подкорковых призм тектонически скученного материала коры и осадков можно удовлетворительным образом объяснить хорошо известные примеры поперечной геохимической зональности вулканизма некоторых островных дуг, когда в магмах от фронтальных к тыловым зонам прогрессивно возрастают содержания калия и других некогерентных элементов. Из-за общей конфигурации сейсмофокальных зон мощности таких призм, а следовательно, и вероятность контаминации магм коровыми компонентами должны возрастать от фронтальных к тыловым частям. Это, очевидно, наиболее общий случай, но возможны и любые другие ситуации. С иной позиции вообще невозможно понять, каким образом сиалические компоненты, поступая в недра со стороны океана, обогащают породы тыловых, а не фронтальных зон.

Дополнительным аргументом в пользу подобной схемы развития корневых областей коры активных окраин являются данные по изотопам стронция в разновозрастных сериях пород Центральных Анд [Hawkesworth et al., 1982]. В этом регионе с современной мощностью коры в 70–75 км юрские этапы вулканизма характеризуются низкими, типично мантийными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. С течением времени доля радиогенного стронция в породах постепенно возрастает, достигая в четвертичных лавах уже типично коровых значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710$).

Последний пример показывает, что корневые зоны скучивания при длительном развитии могут достигать значительных мощностей, и тогда в их недрах создаются условия для ультраметаморфизма и палингенеза исходной коро-мантийной смеси, дающие начало гибридным и в конце концов коровым магмам. Таким образом, предлагаемый вариант сохраняет важную в геологическом отношении составную часть

первоначальной модели субдукции – процесс преобразования океанической коры в континентальную. Только в данном случае он усложняется дополнительными стадиями смещения с компонентами сиала, скучивания и метаморфизма, после которых только и наступает инверсия в направлении миграции сиалических компонентов, когда они с палингенными магмами начинают вновь поступать на поверхность, формируя интрузивные и эффузивные комплексы с высокой пропорцией пород кислого состава.

Именно такая схема процессов соответствует недавним результатам комплексного изучения изотопов стронция, неодима, свинца и кислорода, а также геохимии индикаторных редких элементов в породах дуги Банда [McCulloch et al., 1984]. Здесь установлены систематические ковариации изотопных параметров, требующие взаимодействия мантийных магм с большими объемами корового вещества, имеющего характеристики: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,723$; $\epsilon \text{Nd} = -12,0$; $\delta^{18}\text{O} = 16$. Сам характер ковариаций при этом таков, что его нельзя объяснить простым смещением конечных членов. Необходимо предполагать развитие сложных фракционно-ассимиляционных, по терминологии авторов, процессов в нижних частях коры.

Наконец, имеет смысл подчеркнуть здесь крайне важные для решения проблем субдукции данные по распространенности в вулканических породах изотопа ^{10}Be . Они, на наш взгляд, самым непосредственным образом указывают на то, что взаимодействие магм активных окраин с веществом осадков происходит в близких к поверхности, а не в глубинных условиях. Действительно, из-за краткости периода полураспада ^{10}Be необходимо учитывать, что средняя высота стояния вулканов над сейсмофокальными зонами оценивается приблизительно в 120 км [Gill, 1981]. Если, как полагают, магматические очаги под дугами зарождаются у поверхности таких зон, то осадочное вещество может попадать в них или "заражать" флюидами, только преодолев расстояние около 170 км, при условии, что средний угол наклона сейсмофокальной плоскости близок к 45° . На это потребуется от 3 до 6 млн лет при оптимальных скоростях субдукции в 3–6 см/год, вследствие чего первичная концентрация ^{10}Be в слое осадков должна уменьшаться в 4–16 раз. К тому же бериллий принадлежит к числу элементов, весьма мобильных в присутствии флюидной фазы. Соответственно субдуцируемые осадки должны терять накопленный ^{10}Be не только в результате радиоактивного распада, но и при процессах дегидратации, которые могут начинаться уже на самых ранних стадиях погружения литосферных плит, особенно в наиболее влажных поверхностных слоях осадков.

В итоге следует отметить, что повышение концентраций ^{10}Be в вулканических породах островных дуг, безусловно, является достоверным признаком присутствия в них осадочных компонентов, но требует кратчайших путей доставки последних в зоны взаимодействия с магмами. В связи с этим рациональнее полагать, что процессы взаимодействия происходят не на стадиях зарождения магматических очагов у сейсмофокальных зон, а при дальнейшей миграции магм к поверхности в областях своеобразных подкоровых аккреционных комплексов осадочного материала.

Таким образом, выдвинутая идея тектонического расслоения краев океанических литосферных плит под островными дугами, ограничивающая сферу циркуляции осадочного материала малоглубинными уровнями тектоносферы, представляется весьма оправданной со стороны самых различных геохимических наблюдений. Альтернативный ей вариант захоронения в мантии субдуцируемого корового вещества в этом отношении более проблематичен, хотя у него есть одно несомненное достоинство. Предполагаемое в данном случае погружение на большие глубины в мантию осадков и пород океанской коры, теряющих на этом пути только часть компонентов, является очевидным фактором образования в ней петрографических (эклогиты и т.п.) и геохимических неоднородностей. Однако этот фактор сохраняется и в предлагаемой схеме глубинных процессов под островными дугами, поскольку

входящее в нее условие срыва и тектонического сгущивания верхних слоев океанской коры в корневых зонах дуг вовсе не исключает частичного проникновения этого материала и на глубину. Оно призвано лишь резко ограничить масштабы этого процесса, так как в противном случае геотектонические концепции преобразования океанической коры в континентальную и разрастания площадей и объемов континентальной коры в процессе эволюции Земли встречаются с серьезными проблемами количественного баланса корового материала.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Твердая кора современных океанов со средней мощностью в 7,0–7,5 км четко стратифицирована на два главных слоя и по общему составу соответствует магнезиальным базальтам. Она образовалась за 0,15–0,16 млрд лет в результате дифференциации и кристаллизации эндогенных магм, со значительной скоростью поступающих из недр к поверхности. Дополнительную роль в ее формировании, очевидно, играли габбро-гипербазитовые протрузии из подкоровых областей, но основная масса пород коры в океанских регионах, включая породы осадочного чехла, характеризуется слабой деформированностью и незначительной степенью метаморфизма.

2. Пятикратно более мощная континентальная кора имеет в среднем "андезитовый" состав и в 20 раз более длительную историю развития. Средняя скорость прироста массы ее вещества в 7 раз меньше того же параметра для океанской коры, но сами континентальные породы, как правило, отличаются весьма высокой степенью тектонических, метаморфических и других преобразований. Соотношение между темпами прироста корообразующего материала и интенсивностью его трансформаций на верхних уровнях тектоносферы для континентальных и океанических сегментов коры оказывается, таким образом, диаметрально противоположным. Эту закономерность невозможно совместить с идеей независимого развития коры материков и океанов при условии, что оно определяется различиями эндогенных режимов в их недрах. При соблюдении этого условия, по сути означающего фиксированное положение тех и других областей в геологическом пространстве, следует ожидать иную, а именно пропорциональную зависимость между тем, с какой скоростью вещество поступает к поверхности и в какой степени оно трансформируется на этом уровне.

3. В соответствии с фундаментальными обобщениями в геотектонике, литологии, геохимии, палеонтологии и биологии гидросфера в объеме, мало уступающем современному, появилась на земной поверхности минимум 2,5 млрд лет назад. В настоящее время она, образно выражаясь, изостатически прочно привязана к областям с плотной и тонкой океанической корой. Нет никаких оснований отрицать существование аналогичной взаимосвязи и в геологическом прошлом. Соответственно эпоха возникновения на Земле крупных и глубоких водоемов означает и стадию глобального разделения ее коры на области с разной плотностью, составом и внутренним строением.

4. Большая древность основной массы гидросферы исключает варианты образования современных океанических бассейнов за счет расширения Земли начиная с мезозоя или в результате базификации и обрушения в мантию прежде существовавшей на их месте сиалической коры. Они либо находятся там, где были всегда, либо континенты и океаны меняют положение на земной поверхности, и когда первые начинают занимать области дна древних океанов, соответствующая масса воды перемещается в область новообразуемого бассейна.

5. Переходные зоны между континентами и океанами на наблюдаемом сейчас этапе геологической эволюции четко разделяются на два типа. Одни, из-за крайне слабых проявлений сейсмической и вулканической деятельности названные пассивными, являются областями крупнейших осадочных бассейнов, заполненных многокилометровыми отложениями сносимого с континентов терригенного материала. Отсутствие

любых признаков наличия в океанах подобных бассейнов с отложениями древнее средней юры также заставляет отказаться от гипотез фиксированного расположения континентов и океанов на поверхности Земли.

6. Единственно непротиворечивыми и диалектичными в своей основе остаются представления о мобильности континентальных и океанических областей в геологическом пространстве. С этих позиций активные переходные зоны между ними служат ареной, где теснейшим образом переплетаются процессы структурообразования в коре и ее деструкция и где благодаря этому происходит обмен веществом между разными по составу мантийными и коровыми резервуарами. В его осуществлении наряду с магматической деятельностью большую роль играют процессы тектоники, метаморфизма и седиментогенеза.

7. Комплекс условий, необходимых для преобразования океанической коры в континентальную, возникает при погружении (субдукции) периферических областей океанских сегментов литосферы в зонах ее конвергенции с островными дугами или окраинами материков. В целях более полного соответствия современным результатам геологических и геохимических исследований существующие представления о совокупности явлений, связанных с субдукцией, следует дополнить процессом тектонического расслоения погружающихся краев океанской литосферы. Тектогенные срывы и скупчивание ее верхних коровых слоев в корневых зонах островных дуг и континентальных окраин с точки зрения баланса коровых масс являются необходимым дополнением к процессам глубинной дифференциации земного вещества и обуславливают многостадийный путь преобразований, в результате которых сравнительно примитивные по происхождению породы океанской коры переходят в полигенные континентальные формации.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА МАНТИИ

НЕОДНОРОДНОСТИ СОСТАВА СОВРЕМЕННОЙ МАНТИИ

Проблема геохимической структуры мантии, заключающей основную массу земного вещества, принадлежит к числу наиболее принципиальных в геологии и геохимии. Для целей данной работы особенно важны те геодинамические следствия, которые можно извлечь из анализа современных представлений о строении и составе глубоких недр под континентами, океанами и зонами перехода между ними.

К числу естественных образований, имеющих мантийное происхождение, относятся определенная группа ксенолитов из вулканических пород и часть пород ультраосновного состава, участвующих в строении офиолитовых массивов. Наиболее глубинными среди них являются эклогиты и гранатовые перидотиты, содержащие алмаз. Предельная глубина образования таких пород оценивается в 250–300 км [Соболев, 1974; Рингвуд, 1981; Доусон, 1983]. Они встречаются только в кимберлитах и лампроитах, тела которых известны в кратонных, реже в циркумкратонных областях континентов, и совершенно неизвестны за их пределами. Отмеченная глубина, вероятно, представляет собой рубеж, с которого становится возможным отделение магм от породившего их субстрата. Она интересна тем, что совпадает с геофизической границей верхней мантии и переходной зоны к нижней. Вторая главная граница раздела мантийных недр проходит на глубине порядка 650–700 км и отделяет переходную

зону от низов мантии. Это уже нижний предел проникновения в мантию сейсмофокальных зон, т.е. развития в ней разрывных тектонических нарушений. В настоящее время наилучшим объяснением резких изменений скоростей сейсмических волн на обеих границах является представление о фазовых превращениях главных минералов верхней мантии – пироксенов и оливина [Рингвуд, 1981].

Вывод о том, что именно эти минералы слагают основной объем верхней мантии, складывается из целой серии наблюдений.

1. Оливины и пироксены – главные компоненты тектонизированных ультрабазитов, выделяемых в качестве производных мантии в составе офиолитовых разрезов континентов и переходных зон или в океанической коре.

2. Судя по пропорциям мантийных ксенолитов, выносимых кимберлитами, лампроитами и базальтоидами, эклогиты, т.е. метаморфические эквиваленты основных пород, значительно менее распространены в мантии, чем серия разновидностей ультрабазитов [Дмитриев и др., 1976; Соболев, 1974; Доусон, 1983; и др.].

3. Состав силикатной фазы метеоритов отвечает ультраосновным породам.

4. Согласно данным экспериментальной и теоретической петрологии большинство базальтовых магм образуется при частичном плавлении вещества ультраосновного состава [Йодер, 1979; и др.].

Кроме оливина и пироксенов, в составе конкретных ультрабазитов мантийного генезиса присутствуют в самых разных пропорциях и комбинациях такие минералы, как гранат, шпинель, плагиоклаз, роговая обманка и биотит, а также целый ряд аксессуарных минералов. Таким образом, ультраосновная по валовому составу мантия в действительности характеризуется достаточно широким разнообразием петрографических типов пород данного класса и в дополнение к ним содержит еще и эклогиты.

Согласно распространенному мнению мантийные эклогиты являются вторичными образованиями по отношению к мантийным ультрабазитам и представляют либо фракции базальтовой магмы, законсервированные на больших глубинах, либо результат метаморфизма коровых базальтов, попадающих в мантию по зонам субдукции или из подошвы коры за счет высокой плотности и погружения в менее плотные перидотиты.

Вопрос о положении эклогитов в разрезе мантии решается неоднозначно. Теоретически эти породы с плотностью $3,4 \text{ г/см}^3$ и выше должны скапливаться в низах верхней мантии, образуя здесь аномальную по составу зону. Практически же известны данные термобарометрии о возможности формирования эклогитов в широком интервале глубин (условия по давлению от 12–17 до 40–50 кбар), а также неодинаковая частота встречаемости эклогитовых ксенолитов в кимберлитовых трубках даже одного региона, широкие вариации их химического состава и геохимических особенностей и редкость находок в океанических областях, где до сих пор единственным местом остаются Гавайские острова [Доусон, 1983].

Неопределенности в отношении закономерностей распределения эклогитов в верхней мантии во многом остаются в силе и применительно к разновидностям ее ультраосновных пород. В соответствии с правилом метаморфических фаций и законом распределения плотностных неоднородностей в гравитационном поле в разрезе верхней мантии сверху вниз должен наблюдаться переход от минеральных парагенезисов с плагиоклазом к шпинелевым и далее к гранатовым, содержащим в самых глубоких горизонтах коэзит и алмаз. Судя по результатам термодинамического анализа реальных минеральных парагенезисов в ксенолитах, такая закономерность, по-видимому, действительно имеет место и в связи с этим рассматривается как основной фактор, определяющий наблюдаемый характер изменения скоростей сейсмических волн в верхней мантии [Рингвуд, 1981]. Однако следует иметь в виду, что положение границ между фациями разной глубинности зависит от величины гео-

термического градиента, флуктуации которого во времени для конкретных регионов строго определить нельзя. Кроме того, ксенолиты, относимые к одной и той же зоне, имеют весьма разнообразный состав и к тому же обнаруживают текстурные особенности, говорящие о том, что в мантии происходят движения масс ее вещества. К числу таких признаков относятся: хрупкие и пластичные деформации крупных кристаллов пироксена, не раз наблюдавшиеся в мантийных ксенолитах [Доусон, 1983]; развитие коронарных двупироксен-шпинелевых текстур вокруг зерен граната, свидетельствующие о медленном подъеме пород с больших глубин на меньшие [Lock, Dawson, 1980]; существование ксенолитов с расслоенными и полосчатыми текстурами или пронизанных прожилками, представляющими результат заполнения трещин при инфильтрационном метасоматозе [Boettcher et al., 1979].

Таким образом, породы верхней мантии явно неоднородны в петрографическом отношении. С петрохимической точки зрения, если исключить эклогиты, они образуют непрерывный ряд пород от дунитов до пироксенитов при доминирующей роли гарцбургитовых и лерцолитовых составов [Дмитриев и др., 1976]. К сожалению, даже с точностью до тенденции решить вопрос о том, как выделяемые петрохимические типы распределения в разрезе мантии или при переходе от континентов к океанам, пока не представляется возможным. Беда в том, что в работах по петрохимии и геохимии как ксенолитов, так и офиолитовых массивов информация о том, в каких пропорциях изученные породы были встречены в природе, обычно отсутствует. К тому же в таких исследованиях всегда уделяется много внимания редким, хотя со многих других точек зрения и важным типам пород. Вот почему оценки по количеству опубликованных анализов не отражают действительности.

По законам изотопной геохимии отношения пар тяжелых радиогенных и стабильных изотопов в современных магмах, согласно теории, не зависят от условий их выплавления и дифференциации и отражают осредненные величины этих параметров в магмообразующей среде. За последние десятилетия получен огромный фактический материал по величинам отношений изотопов стронция, неодима, свинца и гафния в молодых кайнозойских базальтах, формировавшихся в самых разных геотектонических обстановках. Итоги этих работ однозначно указывают на значительную изотопную, а значит, и геохимическую неоднородность вещества верхней мантии, которую в связи с этим принято делить на отдельные резервуары вещества разного состава. В существующих публикациях выделяется от двух до четырех главных резервуаров и выдвигаются самые различные идеи об их возникновении, эволюции и расположении в современной мантии. Ни одна из моделей не является пока всесторонне безупречной. Тем не менее уже сейчас можно выделить ряд общепринятых положений.

1. Мантийные геохимические резервуары взаимосвязаны в своей эволюции и формировались в процессе глобальной дифференциации Земли на геосферы. По результатам U-Th-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd-методов изотопной геохронологии известно, что отдельные классы и группы железных и каменных метеоритов обособились друг от друга 4,4–4,7 млрд лет назад [Göpel et al., 1985; Minster et al., 1979; Lugmair, Marti, 1977; и др.]. С этим рубежом связывают и этап глобальной дифференциации вещества лунных недр, поскольку для материковых пород и морских базальтов Луны установлены U-Th-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd изохроны с возрастом порядка 4,6 млрд лет [Флоренский и др., 1981; и др.]. Нет ни логических, ни фактических оснований считать, что Земля в это время оставалась недифференцированным телом. По многим другим независимым аргументам формирование основной массы земного ядра должно было завершиться не позднее 4,4 млрд лет [Рингвуд, 1981]. Видимо, к этому времени у Земли должна была появиться и значительная по массе первичная атмосфера [Руби, 1957]. Проблема существования и состава протокры и океанов на данном этапе остается открытой.

2. После выделения ядра вещество мантии Земли не могло проходить стадий

полного или существенного расплавления. Это следует из данных по изотопному составу благородных газов в стеклах и минералах современных базальтов, которые указывают на существование в недрах обособлений вещества с очень древним соотношением летучих компонентов, сохранивших первоначальный изотопный состав даже такого ультраподвижного газа, как гелий [Азбель, Толстихи, 1984]. Соответственно на громадном отрезке геологической истории миграция вещества из мантии в кору могла происходить либо в виде продуктов ее частичного плавления, либо в виде протрузий твердых пород из верхних слоев. Эти процессы и сейчас являются главным механизмом формирования океанской коры. При таком способе дифференциации, особенно если принять во внимание соотношение масс коры и мантии, в последней должны были сохраниться зоны с первичным, хондритовым составом вещества. Имеются и прямые данные о том, что некоторые, правда редкие, ксенолиты мантийных ультрабазитов имеют именно такие содержания главных, редких и рассеянных элементов [Jagoutz et al., 1979].

3. В петрологических и геохимических моделях образования корового вещества в качестве отправной точки обычно используется валовый пиролитовый состав мантии, по А.Е. Рингвуду [1981]. Реальными аналогами гипотетического пиролита в отношении главных компонентов являются породы лерцолитового состава. Гарцбургиты и дуниты в этом случае должны представлять остаточные (реститовые) фракции после отделения продуктов частичного плавления. Изучение реальных пород, относимых к этому ряду мантийных дифференциатов, показывает, что петрохимически единые группы могут очень существенно различаться по геохимическим особенностям. Кроме того, породы, близкие по петрохимии, могут принадлежать к разным фациям глубинности и иметь разный минералогический состав. Иными словами, степень минералогических и особенно геохимических неоднородностей в мантии значительно превосходит степень разнообразия петрохимических типов ее пород.

4. По отношению к первичному резервуару обособления дифференцированного мантийного вещества разделяются на деплетированные и обогащенные. Первые в процессе эволюции потеряли ту или иную часть первичных запасов литофильных компонентов, тогда как во вторых их концентрации в сравнении с начальным хондритовым уровнем оказались повышенными. Под океанскими регионами, где при наблюдаемых величинах теплового потока магматизм не может иметь иной природы, кроме мантийной, деплетированные резервуары служат главным источником магм, извергаемых в зонах спрединга, причем глубоко метаморфизованные базиты с геохимическими характеристиками MORB известны и среди геологических формаций докембрия [Моралев, 1986; и др.]. Докембрийский (2,0–1,5 млрд лет) возраст обособления значительных по объемам деплетированных резервуаров предполагается и по данным изотопной геохимии базальтов спрединговых зон [Балашов, 1985]. В свою очередь, петрологические и геохимические особенности магматизма океанических островов заставляют считать, что порождающие его обогащенные мантийные резервуары разновозрастны, полигенны, и к тому же, вероятнее всего, располагаются в основном ниже ее деплетированных слоев.

ВЗАИМОСВЯЗИ В СИСТЕМЕ КОРА–МАНТИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАНТИЙНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Изотопно-геохимические доказательства генетических связей MORB и базальтов второго слоя океанической коры в окраинных морях с едиными источниками вещества в недрах интересны в двух отношениях. Во-первых, они исключают любую возможность взаимосвязи магматизма тыловых зон спрединга с зонами субдукции и свидетельствуют о развитии его в условиях полного раздвига коры. А во-вторых, эти результаты позволяют считать, что центры спрединга с магматической активиза-

цией деплетированной мантии не только опоясывают земной шар вдоль срединных областей океанических пространств. Они наряду с этим периодически возникают, развиваются и отмирают в зонах перехода от океанов к континентам. Из этих наблюдений, с одной стороны, очевиден поистине планетарный масштаб распространности деплетированного вещества в мантии, а с другой, появляется возможность более аргументированно судить о том, какова общая геохимическая структура глубоких геосфер и какие геодинамические процессы влияют на ее развитие.

При решении данных задач необходимо иметь в виду, что, несмотря на существование в мантии обогащенных зон, видимо, только континентальная кора служит тем главным резервуаром, где в ходе земной эволюции концентрируется основная масса редких и рассеянных элементов, которыми бедна деплетированная мантия [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Однако такая упрощенная схема взаимосвязей в системе кора-мантия допустима лишь при оценках глобальных балансов масс земного вещества. В действительности, как показывает весь опыт континентальной геологии, поступающее из недр вещество при образовании коры материков проходило через стадии сложных, полициклических преобразований процессами тектоники, эрозии, седиментации, метаморфизма и палингенного магматизма. Поэтому если современные представления о complementarности состава корового и деплетированного мантийного резервуаров правомерны, то полистадийность структурной и вещественной эволюции первого предопределяет и сложную совокупность процессов формирования второго.

Весьма маловероятно, что, возникая в процессе эволюции, деплетированные резервуары сосредоточиваются в низах разреза мантии, под основной массой ее первичного вещества. В такой ситуации их изотопный и геохимический "почерк" должен проявляться значительно менее регулярно, чем это имеет место при развитии магматизма спрединговых зон. Особенно трудно предполагать связь со сверхглубокими мантийными сферами для центров спрединга в окраинных моря, хотя бы уже потому, что в тех случаях, для которых предполагается современная активность (котловина Лау и северная часть Марианского трюга), под ними пролегают сейсмофокальные зоны, и любые очаги магматизма, несомненно, должны зарождаться выше, а не ниже таких зон. По этим и многим другим соображениям минимум двуслойная геохимическая структура мантии с положением деплетированного горизонта выше основной массы первичного вещества представляется сейчас наиболее приемлемым вариантом [Allegre, Turcott, 1985; Zindler, Hart, 1986]. Разделяющая граница, как полагают, проходит на глубине 650 км, где наблюдаемый резкий скачок сейсмических скоростей не может быть оправдан только фазовыми переходами, и отчасти должен определяться изменением состава мантийного вещества [Maxwell, 1984].

Вывод о деплетированном составе верхней мантии в целом следует рассматривать лишь как условное обобщение того же порядка, каким является заключение о среднем составе тех или иных сегментов земной коры. Кроме основной массы вещества, обедненного литофильными компонентами, в ней должны быть и локальные резервуары, где их концентрации соответствуют первичным и даже более высоким, чем в хондритах, значениям. Обмен веществом между резервуарами разного состава по изотопно-геохимическим критериям представляет типичный случай развития толлитового и щелочно-базальтового магматизма внутриокеанических островов, а также является основной причиной появления геохимически аномальных типов толлитов в областях срединно-океанических хребтов или среди базальтов краевых абиссальных котловин.

Одним из главных факторов образования геохимически аномальных зон в верхней мантии потенциально могут быть процессы, протекающие в зонах субдукции, особенно если в них вовлекаются осадки и измененные верхние слои коры. Морские осадки в целом характеризуются весьма высокими концентрациями литофильных

элементов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; и др.] и высокой степенью обогащенности радиогенными изотопами Sr и Pb при низких величинах ϵ Nd [Sun, 1980; Piepgras et al., 1979]. Эти их особенности определяются составом морской воды и сносом терригенного материала с континентов. В измененных MORB, как правило, существенно возрастают отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, но мало меняются изотопные отношения Nd и Pb [Балашов, 1985]. В принципе, комбинируя пропорции субдуцируемых осадков, измененных или неизмененных базальтов и время пребывания контаминированных мантийных зон в состоянии изоляции, вероятно, можно подобрать такие сочетания, при которых будет получено соответствие всем, какие сейчас известны, реальным изотопным характеристикам магматизма океанских островов. Такая, субдукционная в основе гипотеза образования разнородных резервуаров в верхней мантии, впервые предложенная Уайтом и Хофманном [White, Hofman, 1982], широко обсуждается сейчас в литературе. Допустимая со стороны изотопно-геохимических критериев, она, к сожалению, пока не содержит даже предположений относительно того, при каких условиях субдуцированные массы вещества, длительное время циркулирующие в недрах без-обмена компонентами с окружением, затем переходят в состояние "горячих точек" в мантии, проявляющих долговременные фазы активности и образующих мощные цепи вулканических построек на океанском дне. Тем не менее рассмотренные в работе аргументы за реальность погружения краев океанской литосферы в зонах конвергенции плит настолько убедительны, что не считаются в этом фактором при анализе геохимической структуры мантии уже невозможно.

Субдукционная гипотеза происхождения мантийных неоднородностей привлекательна еще одной важной особенностью. В заключительном разделе предыдущей главы было показано, что в существующие геодинамические модели зон субдукции целесообразно включить в качестве составного элемента процесс тектонического расслоения погружаемых краев океанской литосферы. Со стороны обсуждаемых здесь проблем образования геохимических неоднородностей в верхней мантии это предположение интересно тем, что содержит дополнительный, тектогенный фактор развития не только обогащенных, но и деплетированных зон в ее составе. Условие тектонического срыва и скупивания основной доли осадочного материала и пород океанской коры под основанием островных дуг и континентальных окраин обуславливает погружение на большие глубины преимущественно нижних слоев океанской литосферы. В результате к реститовым фракциям, оставшимся в мантии после отделения первичных базальтовых магм, добавляются еще и мафические кумуляторы, возникшие при кристаллизационной дифференциации в приповерхностных магматических камерах. Деплетированный слой в мантии становится благодаря этому полигенным, а эффективность его наращивания — более высокой, что также весьма существенно, поскольку предполагаемый его объем составляет минимум треть часть объема всей мантии [Anderson, 1983].

Важно подчеркнуть, что без разделения тем или иным способом коровых и подкоровых слоев океанской литосферы трудно оправдать глобальный характер распространения слоя деплетированной мантии. На начальном этапе развития представлений о геодинамике зон субдукции предполагалось, что он образуется за счет полной экстракции сиалических компонентов в состав коры островных дуг или континентальных окраин магматогенным путем. Однако было видно, что данный способ малоэффективен и не в состоянии обеспечить возврат в кору даже тех компонентов, которые проникают с поверхности на глубину в составе субдуцируемых осадков (см. гл. 4 и 5). Разделение субдуцируемых коровых и мантийных составляющих за счет разницы в плотностях между эклогитами и ультрабазитами или путем "термальной эрозии" [McKenzie, O'Nions, 1983], вероятно, лишь дополняет тектогенное расслоение океанской литосферы при развитии зон субдукции. Сами по себе они не решают тех проблем, которые возникают из необходимости связать прогрессивное

разрастание корового резервуара, где концентрируется сиалическое вещество в ходе земной эволюции, с ростом комплементарного ему резервуара, объединяющего деплетированное мантийное вещество в недрах. Не следует думать, что обсуждаемые факторы эволюции состава мантии полностью исключают вероятность присутствия в ней очень древних неоднородностей, уходящих корнями в гетерогенности, возможно возникшие на самых ранних стадиях земной эволюции. В пользу такой природы по крайней мере некоторых обогащенных зон в современной мантии говорят результаты изучения изотопного состава благородных газов, прежде всего He и Xe. В целом ряде случаев установлено, что закаленные базальтовые стекла с островов характеризуются заметно более высокими отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$, чем стекла MORB, и понижением отношений $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ [Allegre, Staudacher, Sarda, 1983; и др.]. Эти данные лишний раз подчеркивают деплетированный, в данном случае более дегазированный, характер источников MORB, и с учетом весьма высокой скорости распада ^{129}I , который является материнским изотопом для ^{129}Xe , заставляют думать об очень древнем (не менее 4,4 млрд лет) возрасте отдельных резервуаров в мантии.

Свою лепту в развитие неоднородностей состава глубинного вещества вносят и явления внутримантийного метасоматоза. Следы этих явлений неоднократно отмечались и геохимиками [Menzies, Murthy, 1980; и др.], и петрологами [Доусон, 1983]. В целом даже из приведенного краткого обзора по проблеме становится ясным, что существующие обособления мантийного вещества, вероятно, столь же полигенны, сколь и породы земной коры. Очевидно и то, что этап установления на земной поверхности режима тектоники плит должен был существенным образом отразиться не только на характере структурно-вещественной эволюции литосферы, но в равной мере и на развитии общей геохимической структуры земных недр. Это позволяет думать, что с данного момента (1,5–2 млрд лет по общепринятым сейчас оценкам) преобладавшая на ранних стадиях односторонняя направленность геохимических и геодинамических связей между мантией и корой сменилась двусторонней, и благодаря развитию зон субдукции результаты сугубо экзогенных геологических процессов получили возможность влиять на состав и динамическое состояние верхней мантии.

К ПРОБЛЕМЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ НАЧАЛ В ТЕКТОНИКЕ ПЛИТ

Условие более высокой механической прочности литосферы по сравнению с астеносферой является одним из основополагающих в мобилистических концепциях геотектоники. Астеносферу принято отождествлять со слоем пониженных скоростей в мантии, глобальная распространенность которого впервые была обоснована Б. Гутенбергом, и хотя в последнее время высказываются сомнения относительно присутствия такого слоя под континентами [Артюшков, 1979; Добрецов, 1981; и др.], под всеми областями с океанической корой он выражен достаточно отчетливо и устанавливается не только сейсмологическими, но и магнитотеллурическими методами зондирования [Filloux, 1980].

По оценкам Е.В. Артюшкова [1979], основанным на весьма детальном анализе геофизических наблюдений, абсолютные значения вязкости в астеносфере снижаются на 4–6 порядков по сравнению с литосферой и на 2–3 порядка относительно подстилающих слоев мантии. В связи с этим силы вязкого трения на границе литосферы и астеносферы будут весьма малы, и, как полагает автор монографии, любые схемы тепловой конвекции в астеносфере или во всей мантии нельзя рассматривать в качестве эффективного механизма, приводящего в движение всю систему литосферных плит.

Надо сказать, что в существующих представлениях о природе границ литосферных плит наиболее часто предполагается взаимосвязь зон спрединга с восходящими, а зон субдукции с нисходящими потоками вещества в недрах. Это, в частности, предполагается в моделях, согласно которым главную роль в движениях вещества глубоких

недр играют процессы его химической и плотностной дифференциации на границе нижней мантии и ядра Земли [Сорохтин, 1974].

При некоторых преимуществах такой "химико-плотностной конвекции" (в терминологии А.Г. Сорохтина) над тепловыми моделями данного процесса ее, как и последнее, все-таки очень трудно согласовать с реальными геотектоническими ситуациями. Так, вдоль восточной окраины Тихого океана можно наблюдать случаи косых и ортогональных сочленений зон спрединга с зонами субдукции. Аналогичные варианты стыковки дивергентных и конвергентных границ представляют распространенное явление в окраинных морях на западе Тихого океана (см. гл. 1, 2), а согласно палеотектоническим реконструкциям они имели место и в прошлом. В частности, весьма вероятно, что в мезозое именно таким образом сочленялись между собой древняя зона спрединга Кула-Пацифик и Японский палеожелоб [Uyeda, Ben-Avraham, 1972]. Если природа границ между плитами определяется, как полагают, характером движений глубинного вещества под ними, то из-за отмеченных ситуаций придется допустить, что его восходящие и нисходящие струи способны пересекать друг друга, что физически просто бессмысленно.

К сказанному следует добавить, что идеи сверхглубоких, зарождающихся у ядра диапиров бесперспективны в геохимическом отношении. Предполагаемый характер процессов химической дифференциации на границе мантия-ядро никак не может привести к снижению концентраций литофильных редких элементов в восходящих струях образующихся здесь малоплотных силикатных фракций, которые, по идее, служат после подъема к поверхности источниками магматизма спрединговых зон. В принципе выводы геохимии о существовании в современной мантии дискретных по составу резервуаров вещества, изотопные системы которых на протяжении 1,5–2 и, возможно, даже 4,4 млрд лет развивались изолированно друг от друга, являются весьма серьезным препятствием для любых геофизических моделей интенсивной конвекции, а значит, и существенного перемешивания вещества в мантии. Особенно трудно увязать их с тем, что вычисляемая продолжительность эпох глобальных реорганизаций систем литосферных плит охватывает на порядок меньшие интервалы геологического времени. Соответственно необходимо представить себе такие схемы глубинных движений, которые, многократно переключая строение литосферы, не будут приводить к смешению обособлений вещества на более глубоких уровнях. Возможность создания достаточно аргументированных конвекционных моделей, отвечающих этим требованиям, представляется пока весьма сомнительной.

В более конкретных представлениях о причинах крупных латеральных перемещений литосферных плит рассматриваются два основных фактора: толкающие силы со стороны срединно-океанических зон спрединга и растягивающие усилия, возникающие при субдукции краев плит [Артюшков, 1979; и др.]. Предлагается, что главная составляющая первых возникает в результате гравитационного сползания или соскальзывания плит с поднятий кровли астеносферного слоя под осевыми зонами срединных хребтов в океанах. Проводившиеся расчеты показывают, что, если трение подошвы плит по поверхности астеносферы незначительно, процесс гравитационного сползания плит с их реальными параметрами по размерам и массе вполне можно рассматривать как весьма действенный фактор развития значительных напряжений в литосфере. Главная проблема в данном случае состоит в том, что необходимо определить причины, вызывающие сам подъем кровли астеносферного слоя, без которого механизм гравитационного сползания не сможет заработать.

Астеносфере присущи геофизические характеристики, удачно объясняемые присутствием в ней рассеянных капель расплава. В пользу именно такого физического состояния астеносферы свидетельствуют данные о повышенной электропроводности ее вещества [Filloux, 1980] и результаты петрологических экспериментов по плавлению пород ультраосновного состава в соединении с расчетами геотермических градиентов

в океанах [Рингвуд, 1983], хотя для снижения сейсмических скоростей в пределах слоя фактор частичного расплавления и необязателен [Anderson, Dziewonski, 1982]. Известно также, что астеносферный слой отчетливо развит и далеко за пределами срединно-океанических хребтов, где он, по-видимому, тоже остается в частично расплавленном состоянии, поскольку там сохраняются и низкие значения сейсмических скоростей, и признаки повышенной электропроводности вещества у поверхности слоя. Поэтому сама вероятность присутствия в астеносфере рассеянных обособлений магматических расплавов является необходимым, но не достаточно условием для развития магматической деятельности в срединно-океанических центрах спрединга. Рационально думать, что в этих зонах магматизм провоцируется какими-то дополнительными факторами, например адиабатическим подъемом вещества в результате декомпрессии.

Последнее требование подчеркивается еще несколькими обстоятельствами. По расчетам на основе сейсмических данных содержание расплавленных фаз в астеносфере не превышает 10%, а с учетом лабораторных экспериментов [Mugase et al., 1977] и других геофизических критериев [Артюшков, 1979] оно, вероятнее всего, варьирует в пределах 1–5%. Согласно теоретическим расчетам и модельным опытам [Arndt, 1977], при таких содержаниях крайне трудно обусловить дренирование рассеянных капель расплава и их сегрегацию в достаточно крупные магматические очаги. К тому же по наиболее обоснованным петрологическим моделям для возникновения магм состава океанских толеитов [Дмитриев и др., 1979; Добрецов, 1981] требуемая степень плавления исходного ультраосновного вещества составляет 15–40%. Отсюда и возникает идея о притоке к центрам спрединга высокотемпературных масс, в частности диапиров, из подастеносферных областей мантии. Однако процесс декомпрессионного подъема с глубины, в последнее время активно обсуждаемый в петрологии [Йодер, 1979; Кадик, Френкель, 1980], является не менее эффективным способом активизации плавления, и в то же время значительно менее проблематичным. Самое главное преимущество такого варианта магмообразования состоит в том, что для него не требуется никаких дополнительных источников тепла извне, и плавление происходит за счет внутренне-теплосодержания масс астеносферного вещества. К тому же условие декомпрессии, т.е. снятия нагрузки, обязательно возникающее при развитии зон растяжения и раздвигов в литосфере, автоматически определяет и воздымание кровли астеносферного слоя к поверхности.

Есть и другие, не менее важные стороны проблем геодинамики астеносферы. Надо думать, что в прошлые эпохи астеносферный слой занимал геологическую позицию, аналогичную современной, и состоял из частично расплавленного вещества с повышенной текучестью. Иначе наблюдаемое сейчас состояние земных недр придется признать аномальным. Из этих соображений следует, что раскрытие более молодых и сокращение площади древних океанов, видимо, должно сопровождаться крупномасштабными перемещениями подвижного астеносферного вещества в латеральном направлении. В противном случае необходимо понять, каким образом при отмирании астеносферы "in situ" в одних огромных по площади регионах одновременно происходит ее активизация в других, не меньшего масштаба, с сохранением всех, в том числе и геохимических, элементов подобия.

Латеральное проникновение астеносферы в области зарождающихся раздвигов на окраинах континентов, сопровождаемое усилением магмогенерирующей активности в результате декомпрессионного подъема материала этого слоя, с наименьшими противоречиями объясняет проградацию океанических зон спрединга в область Афро-Аравийской платформы (Красное море), или в структуры складчатых сооружений на западном побережье Северной Америки (Калифорнийский залив). Но основе таких представлений значительно легче понять мозаичный характер системы спрединговых

зон в окраинных морях или оправдать отмечавшиеся факты непосредственного сочленения океанических центров спрединга с зонами субдукции.

Высказанные соображения подводят к тому, что любые реорганизации в системе литосферных плит должны самым непосредственным образом отражаться на динамике астеносферного слоя. Иными словами, вполне вероятно, что движение масс астеносферного вещества и в латеральном, и в вертикальном направлениях не столько определяет, сколько подчиняется всем изменениям геологических и геофизических параметров плит, поскольку последние совершенно однозначно зависят и от сугубо экзогенных процессов, таких, например, как седиментация или отдача тепла. В частности, давно известно, что термомеханические и геофизические особенности океанской литосферы, ее электропроводность, мощность, средняя плотность и глубина расположения поверхности зависят от возраста [Сорохтин, 1974; и др.]. Эмпирические закономерности изменения всех этих параметров весьма хорошо описываются законом остывания литосферных масс с течением времени в результате кондуктивной потери тепла. В итоге, начиная с определенного момента, средняя плотность литосферы становится настолько выше плотности в астеносфере, что система оказывается гравитационно неустойчивой. Из-за этого тяжелые края плит приобретают способность погружаться в менее плотное вещество астеносферного слоя. Различные варианты проводившихся модельных расчетов [Backus et al., 1981; Chapple, Tullis, 1977] показывают, что растягивающие усилия, возникающие при погружении гравитационно неустойчивых частей плит, могут достигать значений, вполне достаточных для разрывов сплошности литосферы, особенно в тех участках, где ее механическая прочность ослаблена в силу тех или иных причин.

Гравитационное погружение плит создает избыточное давление в астеносфере, и ее маловязкое, подвижное вещество должно устремляться в возникающие зоны раздвигов и растяжений в литосфере. В результате такие зоны могут превратиться в новые центры спрединга, причем в этом случае не вызывают особых проблем ни представления о вариабельности его процессов, носящих как линейный, так и рассеянный характер, ни палеотектонические реконструкции, согласно которым системы спрединговых зон претерпевают существенные перестройки на протяжении даже коротких интервалов геологического времени. Правда, сам механизм спрединга теряет при подобных условиях изначально принятую в плейт-тектонике роль главного, эндогенно определяемого фактора, приводящего в движение всю систему литосферных плит. Эта роль переходит к зонам субдукции, развитие которых уже не требует обязательного привлечения всегда гипотетичных, эндогенных источников энергии и может происходить из-за весьма естественного процесса остывания плит и действия сил тяжести. При таком характере связей между событиями переход астеносферы в инертное состояние в одних зонах, обусловленный погружением холодных плит под действием сил гравитации, логично сочетается с перетеканием и активизацией астеносферного слоя в других, под зонами возникающих раздвигов в литосфере.

Необходимость крупномасштабных латеральных перемещений вещества астеносферы, вызываемых субдукцией периферических областей океанской литосферы, не раз обосновывалось в геофизических моделях, и согласно У.М. Элзассеру [Elsasser, 1971], движущиеся плиты и противотоки астеносферного вещества под ними образуют наиболее существенную для геотектоники схему своеобразной тепловой конвенции в верхних сферах Земли. Будучи основанными на вполне реальных физических силах и законах, действующих в тектоносфере, подобные схемы особенно привлекательны тем, что определяют требуемую в геохимии связь магматизма центров спрединга в основном с подлитосферным горизонтом деплетированной мантии. Критика в их адрес, которую высказывают сторонники глобальной конвекции в мантии, относится в основном к расчетной стороне моделей и не является непреодолимой при более глу-

боком теоретическом анализе и использовании надежно обоснованных геофизических параметров. Главное препятствие составляет не она, а геологические факты, в соответствии с которыми далеко не все древние и одинаковые по возрасту области литосферы современных океанов находятся в фазе субдукции, тогда как более молодые ее участки, несомненно, погружаются под окраины континентов или островные дуги. Это говорит о том, что достижение инверсии плотностей между литосферой и астеносферой срабатывает не всегда. Очевидно, для инициирования процесса субдукции и приведения в действие всего обсуждаемого механизма геодинамики нужны дополнительные условия.

Из анализа данных по геологии переходных зон от океанов к континентам представляется наиболее вероятным, что роль требуемых факторов могут играть не эндогенные, а экзогенные геологические процессы. В оправдание этого предположения уместно лишь раз подчеркнуть, что именно эти зоны являются областями гигантских по масштабам процессов лавинной седиментации сносимых с континентов продуктов эрозии [Лисицын, 1984]. Осадочные толщи мощностью до 10 км и более заполняют при этом узкие и протяженные прогибы, расположенные вдоль подножий континентальных склонов. По существующим оценкам прогибание кровли океанического фундамента в этих ситуациях не более чем на одну пятую можно отнести на счет процессов тепловой контракции подкорового вещества, и главным образом оно происходит под нагрузкой массы осадков [Watts, Steckler, 1979]. Весьма существенно, что лавинная седиментация вызывает крупные прогибания океанической литосферы в приконтинентальных областях, т.е. именно там, где располагаются все ныне действующие зоны субдукции. К тому же все толщи осадков и вмещающие их глубокие прогибы образуются за небольшие интервалы времени. Ясно, что подобные структуры не могут развиваться неограниченно долго и беспредельно глубоко. Прекратить каким-либо мыслимым образом действие факторов седиментогенеза не представляется возможным, и прогибание океанической литосферы вероятнее всего завершается рано или поздно переходом в фазу субдукции со всеми вытекающими отсюда последствиями. Иной характер будущих стадий развития современных континентальных окраин, вдоль которых развиты крупные осадочные бассейны, трудно вообразить, и тем более аргументированно обосновать, не прибегая к гипотетическим представлениям в сфере геодинамики. Нет в геологии и каких-либо серьезных фактов, свидетельствующих в пользу того, что океаны прошлых эпох имели кардинальные отличия в строении переходных зон по сравнению с наблюдаемыми сегодня. Это дает основание предполагать, что экзогенные геологические процессы, вызванные к жизни наличием у Земли гидросферы и атмосферы, уже достаточно длительное время влияют не только на развитие осадочной оболочки, но и всей тектоносферы планеты.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. По космохимическим, геолого-геофизическим, петрологическим и геохимическим критериям вещество верхней мантии имеет в целом ультраосновной состав. На современном этапе оно явно негетерогенно, в первую очередь в минералогическом и геохимическом отношениях, и обобщенно подразделяется на отдельные резервуары, принятые связи между которыми (включая ядро и коровые объемы земного вещества) кратко можно выразить в виде следующих условных уравнений:

вещество хондритов = вещество ядра + первичная мантия;

первичная мантия = вещество коры, гидросферы и атмосферы + деплетированная мантия.

2. Стабильность изотопно-геохимических характеристик базальтового магматизма спрединг-зон при весьма переменном расположении последних в геологическом пространстве указывает на глобальный масштаб деплетированного слоя в ман-

тии. По многим соображениям он должен занимать в целом более высокие уровни разреза по сравнению с основной массой вещества первичной мантии. Если представления о комплементарности коровых и деплетированного мантийного резервуаров правомерны, то полистадийность структурной и вещественной эволюции первых предопределяет и сложную совокупность процессов, влиявших на развитие второго.

3. В пределах двух главных резервуаров мантийного вещества, очевидно, присутствуют локальные, обогащенные литофильными компонентами резервуары. По всем признакам они полигенны и формировались в разные интервалы времени. Во многих случаях развития мантийного магматизма выявляются геохимические закономерности, свидетельствующие о взаимодействии разных резервуаров друг с другом.

4. Этап установления режима тектоники плит в ходе земной эволюции должен был существенным образом повлиять не только на характер структурно-вещественных преобразований в литосфере, но в равной мере и на развитие геохимической структуры земных недр. Возможная для ранних стадий односторонняя направленность связей от мантии к литосфере сменяется при этом на двустороннюю. Высказанное предположение о тектоническом расслоении краев океанической литосферы при субдукции существенно тем, что дополняет принятую в геохимии модель магматогенной дифференциации вещества мантии тектогенными факторами развития в ней и обогащенных, и деплетированных зон.

5. Наличие в мантии дискретных по составу резервуаров вещества с изотопными системами, которые на протяжении миллиардов лет развивались в изоляции друг от друга, заставляет критически относиться к представлениям об интенсивной конвекции в недрах на протяжении всей истории земной эволюции. Анализ конкретных взглядов на причины крупных латеральных перемещений литосферных плит подводит к тому, что основной сферой приложения движущих сил вероятнее служат зоны субдукции, а не центры спрединга. Эта обратная схема причинно-следственных связей между спредингом и субдукцией позволяет включить в число активных факторов развития тектоносферы естественные силы гравитации и процессы седиментогенеза, вызывающие крупные прогибания океанской литосферы в зонах сочленения с материковыми сегментами.

GENERAL SUMMARY

The recent advances in knowledge of geology, geophysics and geochemistry of marginal seas reveal very complex, often contradictory trends in their tectonic history. Reliable palinspastic reconstructions indicate that new pulses of the oceanic crust generation along back-arc or inter-arc spreading centres are accompanied by the shortening of the older marginal basins till the final closure of some of them, with their crustal remnants obducted as ophiolite massifs on island arcs. The arcs, growing due to this and other processes of accretionary tectonics, as well as by the addition of magmatic products, undergo periodically destructive phases of development, when rifting phenomena split them into fragments, and the denudation coupled with tectonic erosion at the base enable crustal material to sink into interiors within the subduction zones.

Available age determination evidence the alternation of back-arc spreading and arc volcanic activity in space and time. The marginal basin and mid-ocean ridge basalts are very similar in their geochemistry and petrology, being produced therefore by the activation of common sources in the mantle, mainly of its depleted reservoirs. In contrast, various crustal and mantle components get possibilities to become mixed during the magma generation stages beneath the island arcs, as indicated by a number of geochemical criteria.

As parts of the global transitional zone between continents and oceans the marginal seas play an important role both in the crustal evolution and in the formation of the heterogenous structure of the upper mantle.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Мелекесцев И.В.* и др. Курило-Камчатская дуга // *Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей.* М.: Наука, 1987. С. 37–85.
- Агапова Г.В., Беляев А.В., Перевозчиков А.В.* и др. Геоморфология дна и строение первого слоя океанической коры // *Геология дна Филиппинского моря.* М.: Наука, 1980. С. 13–37.
- Азбель И.Я., Толстихин И.Н.* Эволюция силикатных оболочек Земли и атмосферы в свете современных изотопных данных // *Докл. XXVII Междунар. геол. конгр.* М.: Наука, 1984. Т. 11: Геохимия и космохимия. С. 123–129.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Балашов Ю.А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 219 с.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 256 с.
- Богатиков О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И.* Магматические серии и островодужный процесс: Закономерности эволюции // *Строение и динамика зон перехода от континента к океану.* М.: Наука, 1986. С. 86–94.
- Богданов Н.А.* Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца // *Геотектоника*, 1969. № 3. С. 3–16.
- Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 220 с.
- Богданов Н.А., Непрочнов Ю.В.* Геология глубоководных впадин Берингова моря // *Докл. XXVIII Междунар. геол. конгр.* М.: Наука, 1984. Т. 6: История и происхождение окраинных и внутренних морей, ч. 2. С. 4–11.
- Борсук А.М., Геншафт Ю.С., Цветков А.А.* Магматизм в эволюции Алеутской островной дуги // *Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг.* М.: Наука, 1982. С. 116–142.
- Вольнец О.Н., Аношин Г.Н.* Щелочные и субщелочные лавы островных дуг // *Строение и динамика зон перехода от континента к океану.* М.: Наука, 1986. С. 95–104.
- Вуд Б., Фрейзер Д.* Основы термодинамики для геологов. М.: Мир, 1981. 184 с.
- Высоцкий С.В., Пушин И.К., Таскаев В.И.* и др. Первая находка оливнинового бонинита в желобе Тонга // *Докл. АН СССР.* 1983. Т. 271, № 1. С. 169–173.
- Гайнанов А.Г.* Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 239 с.
- Геология дна Филиппинского моря.* М.: Наука, 1980. 261 с.
- Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
- Гнибиденко Г.С.* Основные черты геологии Охотского моря // *Докл. XXVII Междунар. геол. конгр.* М.: Наука, 1984. Т. 6: История и происхождение окраинных и внутренних морей, ч. 2. С. 12–20.
- Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 205 с.
- Деменцикая Р.М.* Кора и мантия Земли.: Недра, 1975. 254 с.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М.* Условия формирования первичного расплава океанских толентов и вариация его состава // *Геохимия.* 1979. № 2. С. 163–177.
- Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я.* Петрохимические типы перидотитов верхней мантии / Там же. 1976. № 8. С. 1160–1166.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Гаранин А.В.* Основные черты магматизма дна океанов // *Проблемы петрологии.* М.: Наука, 1976. С. 173–189. (Тр. У Всесоюз. петрогр. совещ.).
- Добрецов Н.Л.* Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
- Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаурентьев Ю.Г.* и др. Вулканогенные породы серии марианит-бонинит // *Геология дна Филиппинского моря.* М.: Наука, 1980. С. 149–179.
- Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
- Евланов Ю.Б., Мишкин М.А., Тарарцин И.А.* *Метаморфический комплекс южной части*

- подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ ТОН, 1978. С. 26–36.
- Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З.* и др. Латеральная изотопная зональность Курильской островной дуги // Геохимия. 1985. № 12. С. 18–25.
- Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Цветков А.А.* и др. Вариации изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах Алеутской островной дуги в связи с проблемой их петрогенезиса // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 6. С. 1457–1461.
- Закариадзе Г.С., Шараськин А.Я., Пархоменко В.С.* и др. Особенности эволюции южной части Филиппинского моря в свете данных по геохимии вулканизма островных дуг и интрадуговых впадин // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан–континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 126–144.
- Зенкевич Л.А.* К вопросу о древности океана и его фауны // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 77–83.
- Злобин Т.К.* Строение литосферы над сейсмофокальной зоной в районе Южных Курил // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 41–54.
- Зоненшайн Л.П.* Геосинклинальный процесс и новая глобальная тектоника // Геотектоника. 1971. № 6. С. 27–35.
- Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.
- Кадик А.А., Френкель М.Я.* Магмообразование, сопряженное с декомпрессией пород коры и мантии в присутствии летучих компонентов // Геохимия. 1980. № 4. С. 467–494.
- Карпенко С.Ф., Шараськин А.Я., Балашов Ю.А.* и др. Изотопные и геохимические критерии происхождения бонинитов // Там же. 1984. № 7. С. 958–970.
- Кимура Т.* Структурные элементы и тектоническая эволюция Японских островов // Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 5: Тектоника Азии. С. 174–193.
- Книппер А.Л.* Габброиды офиолитовой формации в разрезе океанической коры // Геотектоника. 1970. № 2. С. 112–120.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 207 с.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
- Лисицын А.П.* Осадочное тело океана // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 12–61.
- Лутц Б.Г., Пополитов Э.И.* Первичная природа метаморфических пород о-ва Яп в Тихом океане // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 221–228.
- Майсен Б., Беттгер А.* Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 122 с.
- Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Мацуо С.* Распространенность летучих в мантии и их химическая форма // Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 2: Геохимия и космохимия. С. 103–110.
- Моралес В.М.* Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 164 с.
- Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н., Ельников И.Н.* и др. Строение Восточно-Индийского хребта по данным комплексных геофизических исследований // Геология морей и океанов. М.: Наука, 1977. С. 31–93.
- Петее А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
- Писунев Б.Н.* Вулканизм островных дуг востока Азии – вариации состава и связь с глубинным строением // Океанический магматизм: Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 138–153.
- Пушаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 383 с.
- Лушин И.К.* Экспедиция к желобу Тонга // Природа. 1983. № 9. С. 25–27.
- Разницын Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1979. 27 с.
- Рингсуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Ригман А.* Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 283 с.
- Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры // Геохимия. 1976. № 12. С. 1763–1795.
- Руби В.В.* Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением состава древней атмосферы // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 656–671.
- Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 244 с.
- Савельева Г.Н., Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г.* и др. Петрология гипербазитов, габбро и метаморфических пород // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 180–236.
- Силантьев С.А.* Метаморфические породы дна

- Атлантического океана. М.: Наука, 1984. 104 с.
- Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уилтон Дж.Дж.* Модель внутреннего склона глубоководного желоба // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. С. 276–290.
- Соболев А.В., Данишевский Л.В.* Доказательство магматической природы H_2O и определение ее содержания в остаточном бонитовом расплаве // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 4. С. 962–965.
- Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
- Соколов Б.С.* Палеонтологические данные о древнейших представителях органического мира океана: Хронология важнейших таксонов // Океанология. 1979. № 5. С. 13–31.
- Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостоптехиздат, 1963. 535 с.
- Сущевская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В.* Петрохимические критерии классификации закалочных стекол абиссальных базальтов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 6. С. 1475–1477.
- Тарарин И.А., Говоров И.Н., Васильев Б.И.* Бониниты Идзу-Бонинского желоба // Там же. 1987. Т. 296, № 2. С. 415–418.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- Толстихин И.Н., Друбецкой Е.Р., Шараськин А.Я.* Об изотопном составе аргона в мантии Земли // Геохимия. 1978. № 4. С. 514–520.
- Уеда С.* Окраины глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 170–190.
- Умберов Дж.* Островные дуги // Островные дуги. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. С. 5–96.
- Фарберов А.И.* Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бурба Г.А.* и др. Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981. 326 с.
- Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 213 с.
- Фролова Т.И.* Магматизм островных дуг: Фиджийская островная дуга // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 170–186.
- Хаин В.Е.* Происходит ли научная революция в геологии? // Природа. 1970. № 1. С. 7–13.
- Хей В.В.* Раскол Пангеи и связанные с ним климатические, эрозийные и седиментационные эффекты // Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 6: Геология Мирового океана. С. 8–19.
- Хейс Д.* Окраинные моря Юго-Востоной Азии: Их геофизические характеристики и структура // Докл. XXVII Междунар. геолог. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 6: История и происхождение окраинных и внутренних морей, ч. 2. С. 30–44.
- Хесс Г.Г.* Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана // Островные дуги. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. С. 135–170.
- Шараськин А.Я.* Проблемы эволюции активных окраин в свете данных глубоководного бурения // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984а. С. 131–138.
- Шараськин А.Я.* Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря // Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984б. Т. 6: История и происхождение окраинных и внутренних морей, ч. 2. С. 44–58.
- Шараськин А.Я.* Магматизм островных дуг: Идзу-Бонинская, Волкано и Марианская дуга // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987а. С. 95–118.
- Шараськин А.Я.* Магматизм окраинных морей: Общая характеристика магматизма глубоководных котловин окраинных морей // Там же. 1987б. С. 246–262.
- Шараськин А.Я., Богданов Н.А.* Состав и структурное положение офиолитовых ассоциаций Филиппинского бассейна // Офиолиты Тихоокеанского пояса. М., 1979. С. 19–20. (Тез. докл. XIV Тихоок. научн. конгр. Секция В II).
- Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С.* Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 210–221.
- Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С., Дмитриев Ю.И.* и др. Петрология вулканогенных пород // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 106–148.
- Шараськин А.Я., Карпенко С.Ф.* Субдукция в свете геохимических данных // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 110–122.
- Шарков Е.В., Цветков А.А.* Магматические серии областей активного перехода от континента к океану и проблемы происхождения исходных магм // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 263–277.

- Шонф Т.* Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 309 с.
- Щека С.А., Кулинич Р.Г., Высоцкий С.В.* и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 2. С. 417–421.
- Эволюция изверженных пород: Развитие идей за 50 лет. М.: Мир, 1983. 526 с.
- Allegre C.J., Hamelin B., Provost A.* et al. Topography in isotopic multispace and origin of mantle heterogeneities // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 81. P. 319–337.
- Allegre C.J., Hart S.R., Minster J.-F.* Chemical structure and evolution of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data. 2. Numerical experiments and discussion // Ibid. 1983. Vol. 66. P. 191–213.
- Allegre C.J., Staudacher T., Sarda P.* et al. Constraints on evolution of Earth's mantle from rare gas systematics // Nature. 1983. Vol. 303. P. 762–766.
- Allegre C.J., Turcott D.L.* Geodynamic mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands // Geophys. Res. Lett. 1985. Vol. 12. P. 207–210.
- Anderson D.L.* Chemical composition of the mantle // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. B41–B 52.
- Anderson D.L., Dziewonski A.M.* Upper mantle anisotropy, evidence from free oscillation // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1982. Vol. 69. P. 383–404.
- Anderson D.L., Perkins P.C.* A plate tectonics model involving nonlaminar asthenospheric flow to account for irregular patterns of magmatism in the southwestern United States // Phys. and Chem. Earth. 1975. Vol. 9. P. 113–122.
- Arndt N.T.* The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1977. Vol. 76. P. 424–428.
- Azema J., Blanchet R.* The early Cretaceous genus *Calpionella* in reworked pebbles from DSDP Site 460, Mariana transect // Init. Rep. DSDP. 1981. Vol. 60. P. 575–578.
- Aubouin J., Von Huene R.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): Gov. print. off., 1982. Vol. 67. 1013 p.
- Backus G.E., Park J., Garbas Z.* On the relative importance of the driving forces of plate motion // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. Vol. 67. P. 413–435.
- Bloomer S.H.* Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of the Mariana trench: Implications for its structure and evolution // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 7411–7428.
- Blot C.* Volcanisme et sismicité dans les arcs insulaires. P., 1976. 206 p. (Collect. Geophys; N 13).
- Boettcher A.L., O'Neil J.R., Windom K.R.* et al. Metasomatism of the upper mantle and the genesis of kimberlites and alkali basalts // The mantle samples: Inclusions in kimberlites and other volcanics. Wash. (D.C.): AGU, 1979. P. 173–182.
- Bougault H., Joron J.L., Treuil M.* Alteration, fractional crystallization, partial melting. mantle properties from trace elements in basalts recovered in the North Atlantic // Deep drilling results in the Atlantic Ocean. Wash. (D.C.), 1979. P. 352–368. (M. Ewing Ser.; Vol. 2).
- Brothers R.N., Delaloye M.* Obducted ophiolites of North Island, New Zealand: Origin, age, emplacement and tectonic implications for Tertiary and Quaternary volcanicity // N.Z. J. Geol. and Geophys. 1982. Vol. 25. P. 257–274.
- Brown L., Klein J., Middleton R.* et al. ^{10}Be in island-arc volcanoes and implications for subduction // Nature. 1982. Vol. 299. P. 718–720.
- Cameron W.E., McCulloch J.C.M., Walker D.A.* Boninite petrogenesis: Chemical and Nd–Sr isotopic constraints // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65. P. 90–106.
- Cann J.R.* Major element variations in ocean-floor basalts // Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1971. Vol. 268. P. 495–505.
- Chapple W.M., Tullis T.E.* Evaluation of the forces that drive the plates // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 1967–1984.
- Chen C.H.* Petrological and geochemical study of the shoshonitic rocks of the Kuanyinshan area, northern Taiwan // Acta geol. Taiwan. 1983. Vol. 21. P. 33–62.
- Christensen N.I., Salisbury M.H.* Structure and constitution of the lower oceanic crust // Rev. Geophys. 1975. Vol. 13. P. 57–86.
- Cohen R.S., O'Nions R.K.* Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigation // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 61. P. 73–84.
- Coleman P.J., Packham G.H.* The Melanesian borderland and India-Pacific plates boundary // Earth Sci. Rev. 1976. Vol. 12. P. 197–223.
- Colley H., Warden A.I.* Petrology of the New Hebrides // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. P. 1635–1646.
- Cooper A.K., Marlow M.S., Sholl D.W.* Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81. P. 1916–1934.
- Craig H., Lupton J.E.* Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 31. P. 369–385.
- Dallwitz W.B., Green D.H., Thompson J.E.* Clinoenstatite in a volcanic rock from the Cape Vogel area, Papua // J. Petrol. 1966. Vol. 7. P. 375–403.

- Davies H.L., Jaques A.L.* Emplacement of ophiolite in Papua New Guinea // *Ophiolites and oceanic lithosphere*. L: Blackwell, 1984. P. 341–349.
- De Charpal O., Cuennos P., Montadert L.* et al. Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay // *Nature*. 1978. Vol. 275. P. 706–711.
- Defant M.J., De Boer J.Z., Oles D.* The western Central Luzon volcanic arc, the Philippines: Two arc divided by rifting? // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 145. P. 305–317.
- De Paolo D.J., Johnson R.V.* Magma genesis in the New Britain island arc: Constraints from Nd and Sr isotopes and trace element patterns // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 70. P. 367–379.
- De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies // *Geophys. Res. Lett.* 1977. Vol. 4. P. 465–468.
- Dick H.J.B., Bullen T.* Chromian spines as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. Vol. 86. P. 54–76.
- Dickinson W.R.* Reconstruction of past arc-trench systems from petrotectonic assemblages in the island arcs of the Western Pacific // *The Western Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry*. Nedlands: Univ. West. Austral. press, 1973. P. 569–601.
- Dickinson W.R., Seely D.R.* Structure and stratigraphy of fore-arc regions // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1979. Vol. 63. P. 2–31.
- Divis A.F.* The petrology and tectonics of recent volcanism in the Central Philippine Islands // *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands*. Wash. (D.C.), 1980. P. 127–144. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 23).
- Dixon T.H., Stern R.J.* Petrology, chemistry and isotopic composition of submarine volcanoes in the southern Mariana arc // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1983. Vol. 94. P. 1159–1172.
- Dmitriev L.V., Sobolev A.V., Sushevskaya N.M.* et al. Abyssal glasses, petrologic mapping of the ocean floor and "geochemical leg 82" // *Init. Rep. DSDF*. 1985. Vol. 82. P. 509–517.
- Dupre B., Allegre C.J.* Pb–Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena // *Nature*. 1983. Vol. 303. P. 142–146.
- Dupuy C., Dostal J., Marcelot G.* et al. Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: Implication for their source rock composition // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 60. P. 207–225.
- Eaton J.P.* Crustal structure and volcanism in Hawaii // *The crust of the Pacific basin*. Wash. (D.C.), 1962. P. 13–29. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 6).
- Eguchi T., Uyeda S.* Seismotectonics of the Okinawa trough and Fyukyu arc // *Geol. Soc. China Mem.* 1983. N 5. P. 189–210.
- Elsasser W.M.* Sea-floor spreading as thermal convection // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 1101–1112.
- Evans C.A., Hawkins J.W., Moore G.F.* Petrology and geochemistry of ophiolitic and associated volcanic rocks on the Talau Islands, Molucca Sea collision zone, Northeast Indonesia // *J. Geophys.* 1982. Vol. 31. P. 159–172.
- Ewart A., Brothers R.N., Mateen A.* An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec–New Zealand Island Arc // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1977. Vol. 2. P. 205–250.
- Ewart A., Le Maitre R.W.* Some regional compositional differences within Tertiary – Recent orogenic magmas // *Chem. Geol.* 1980. Vol. 30. P. 257–283.
- Falloon T.J., Green D.H., Crawford A.J.* Dredged igneous rocks from the northern termination of the Tonga magmatic arc, Tonga and adjacent Lau Basin // *Austral. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 34. P. 487–506.
- Filloux J.H.* Magnetotelluric soundings over the northeast Pacific may reveal spatial dependence of depth and conductance of the asthenosphere // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 46. P. 244–252.
- Fischer A.G., Heezen B.C.* et al. Initial reports of the DSDF. Wash. (D.C.): Gov. print. off., 1971. Vol. 6. 623 p.
- Garcia M.O., Liu N.W.K., Muenow D.W.* Volatiles in submarine volcanic rocks from Mariana Island arc and trough // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1979. Vol. 43. P. 305–312.
- Gill J.B.* Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1970. Vol. 27. P. 179–203.
- Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. N.Y.; B.: Springer, 1981. 390 p.
- Gill J.B.* Sr–Pb–Nd isotopic evidence that both MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 68. P. 443–458.
- Goldstein S.L., O'Nions R.K.* Nd and Sr isotopic relationships in pelagic clays and ferromanganese deposits // *Nature*. 1981. Vol. 292. P. 324–327.
- Göpel C., Manhès G., Allegre C.J.* U–Pb systematics in iron meteorites: Uniformity of primordial lead // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1985. Vol. 49. P. 1681–1695.
- Grow J.A., Sheridan R.E.* Structure and evolution of the US Atlantic continental margin // *Oceanol. acta*. 1981. N SP: Proc. XXVI Intern. geol. congr., Colloq. C. 3. P. 11–19.
- Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian Region.

- Wash. (D.C.), 1979. 345 p. (US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 1078).
- Hart S.R. A large-scale isotopic anomaly in the southern hemisphere mantle // *Nature*. 1984. Vol. 309. P. 753-757.
- Hart S.R., Erlank A.J., Kable E.J.D. Sea floor alteration: Some chemical and Sr isotopic effects // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1974. Vol. 44. P. 219-230.
- Hart S.R., Gerlach D.C., White W.M. A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1986. Vol. 50. P. 1551-1557.
- Hashimoto W. Geologic development of the Philippines // *Geol. Paleontol. S.E. Asia*. 1981. Vol. 21. P. 83-170.
- Hawkesworth C.J., Hammil M., Gledhill A.R. et al. Isotope and trace element evidence for late-stage intracrustal melting in the High Andies // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 58. P. 240-254.
- Hawkins J.W. Petrologic and geochemical characteristics of marginal basin basalts // Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. Wash. (D.C.): AGU, 1977. P. 355-365. (M. Ewing Ser.; Vol. 1).
- Hawkins J.W., Evans C.A. Geology of the Zambales Range, Luzon, Philippine Islands: Ophiolite derived from an island arc-back arc pair // The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian sea and island. Wash. (D.C.), 1983. Pt 2. P. 95-123. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 27).
- Hawkins J.W., Melchior J.T. Petrology of Mariana Trough and Lau Basin basalts // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90. P. 11431-11468.
- Hayes D.E., Ewing M. Pacific boundary structure // *The sea*. N.Y.: Wiley, 1970. Vol. 4. P. 29-72.
- Hedge C.E., Knight R.J. Lead and strontium isotopes in volcanic rocks from northern Honshu, Japan // *Geochem. J.* 1969. Vol. 3. P. 15-24.
- Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P. 2119-2136.
- Hess H.H. History of ocean basins: Petrologic studies // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1962. Buddington vol. P. 559-620.
- Hickey R.L., Frey F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: Implications for their source // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1982. Vol. 46. P. 2099-2115.
- Ho C.S. A synthesis of the geologic evolution of Taiwan // *Geol. Soc. China Mem.* 1986. Vol. 7. P. 15-29.
- Holland H.D. The chemistry of the atmosphere and oceans. N.Y.: Wiley, 1978. 351 p.
- Honkura Y. Electrical conductivity anomalies beneath the Japan arc // *J. Geomagn. and Geoelectr.* 1974. Vol. 26. P. 147-171.
- Hussong D.M., Edwards P.B., Johnson S.H. et al. Crustal structure of the Peru-Chili Trench: 8°-12° latitude // *The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin*. Wash. (D.C.), 1976. P. 71-86. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 19).
- Hussong D.M., Uyeda S. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): Gov. print. off., 1981. Vol. 60. 929 p.
- Hutchison C.S. Ophiolite in Southeast Asia // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86. P. 797-806.
- Ikeda T., Tatsumi Y. Trace element abundances in volcanic rocks from Iki Island, Southwest Japan // *Bull. Volcanol. Soc. Jap.* 1981. Vol. 16. P. 46-43.
- Ingle J.C. Summary of Late Paleogene-Neogene insular stratigraphy, paleobathymetry and correlation, Philippine Sea and Sea of Japan region // *Init. Rep. DSDP*. 1975. Vol. 31. P. 837-856.
- Isshiki N., Sumi K., Okumura K. Neogene and Quaternary: Igneous activity and metamorphism // *Geology and mineral resources of Japan*. Tokyo: Geol. Surv. Jap., 1977. Vol. 1, pt 4. P. 343-417.
- Ito E., Stern R.J. Oxygen and strontium isotopic investigations on the origin of volcanism in the Izu-Volcano-Mariana island arc // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1981. Vol. 80. P. 449-455.
- Jacoby W.R. Instability in the upper mantle and global plate movements // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75. P. 5671-5680.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H. et al. The abundance of major, minor and trace elements in the earth mantle as derived from primitive ultramafic nodules // *Proc. 10th. Lunar and planet. sci. conf.* N.Y.: Pergamon press, 1979. P. 2031-2050.
- Jahn B.M. Mid-ocean ridge or marginal basin origin of the East Taiwan ophiolite: Chemical and isotopic evidence // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1986. Vol. 92. P. 194-206.
- Jaques A.L., Chappell B.W. Petrology and trace element geochemistry of the Papuan Ultramafic Belt // *Ibid.* 1980. Vol. 75. P. 55-70.
- Jarrard R.D., Sasajima S. Paleomagnetic synthesis for Southeast Asia: Constraints on plate motions // *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands*. Wash. (D.C.), 1980. P. 239-316. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 23).
- Jenner G.A. Geochemistry of high-Mg andesites from Cape Fogel, Papua, New Guinea // *Chem. Geol.* 1981. Vol. 33. P. 307-332.
- Johnson R.W. Potassium variation across the New Britain volcanic arc // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31. P. 184-191.
- Juan V.C., Chen C.H., Lo H.J. Basaltic rock types

- in various tectonic setting in Taiwan // *Proc. Geol. Soc. China*. 1984. N 27. P. 11-24.
- Kaneoka I.* Rare gas isotopes and mass fractionation: An indicator of gas transport into or from a magma // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 48. P. 284-292.
- Karig D.E.* Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75. P. 239-254.
- Karig D.E.* Structural history of the Mariana island arc system // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82. P. 323-344.
- Karig D.E., Ingle J.C.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): Gov. print. off., 1975. Vol. 31. 927 p.
- Katsumata M., Sykes L.R.* Seismicity and tectonics of the western Pacific: Izu-Mariana-Carolina and Ryukyu-Taivan regions // *J. Geophys. Res.* 1969. Vol. 74. P. 5923-5948.
- Kay R.W.* Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas // *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. Wash. (D.C.): AGU, 1977. P. 229-242. (M. Ewing Ser.; Vol. 1).
- Kay R.W., Sun S.-S., Leehu C.-N.* Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Islands and Pribilof Islands, Alaska // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1978. Vol. 42. P. 263-273.
- Kay S.M., Kay R.W., Citron G.P.* Tectonic controls on tholeiitic and calc-alkaline magmatism in the Aleutian arc // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 4051-4072.
- Kennett J.P., McBirney A.R., Thunell R.C.* Episodes of Cenozoic volcanism in the Circum-Pacific region // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1977. Vol. 2. P. 145-163.
- Kizaki K.* Tectonics of the Ryukyu island arc // *J. Phys. Earth*. 1978. Vol. 26. P. 303-307.
- Klein G. de V. Kobayashi K.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): Gov. print. off., 1980. Vol. 58. 1022 p.
- Komatsu M., Tazaki K., Kuroda Y.* Ophiolite suite rocks in some ophiolite belts in Japan // *Intern. symp. on geodynamics of Southwest Pacific*. P.: Technip, 1977. P. 3-14.
- Konishi K.* Pre-Miocene basement complex of Okinawa, and the tectonic belts of the Ryukyu Islands // *Sci. Rep. Kanazawa Univ.* 1963. Vol. 8. P. 569-602.
- Kroenke L., Scott R.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): Gov. print. off., 1980. Vol. 59. 820 p.
- Kuno H.* Lateral variations of basaltic magma across continental margins and island arcs // *Bull. Volcanol.* 1966. Vol. 29. P. 195-221.
- Kyser T.K., O'Neil J.R.* Hydrogen isotope systematics of submarine basalts // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1984. Vol. 48. P. 2123-2133.
- Kyser T.K., O'Neil J.R., Carmichael I.S.E.* Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: Evidence from oxygen isotope compositions // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1982. Vol. 81. P. 88-102.
- Lan C.Y.* Ultramafic rocks from the Lanhsu Island off Southeastern Taiwan // *Proc. Geol. Soc. China*. 1986. N 29. P. 72-79.
- Lee C.-S., Shor G.G., Bibee L.D.* et al. Okinawa through: Origin of a back-arc basin // *Mar. Geol.* 1980. Vol. 35. P. 219-241.
- Leeman W.P.* The influence of crustal structure on composition of subduction related magmas // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1983. Vol. 18. P. 561-588.
- Liou J.G., Ernst W.G.* Summary of Phanerozoic metamorphism in Taiwan // *Geol. Soc. China Mem.* 1984. N 6. P. 133-152.
- Liou J.G., Lan C.Y., Suppe J.* et al. The east Taiwan ophiolite, its occurrence, petrology, metamorphism and tectonic setting. Taipei, 1977. 212 p.
- Lo H.H.* Geochemical investigation of some volcanic rocks from the Philippines // *Chem. Geol.* 1981. Vol. 34. P. 243-257.
- Lock N.P., Dawson J.B.* Garnet-olivine reaction in the upper mantle: Evidence from peridotite xenoliths in the Letseng le Terae kimberlite // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* 1980. Vol. 71. P. 47-53.
- Lugmair G.W., Marti K.* Sm-Nd-Pb timepieces in the Angra dos Reis meteorite // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 35. P. 273-284.
- Luyendyk B.P., Cann J.R.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): Gov. print. off., 1978. Vol. 49. 1020 p.
- Macdonald G.A.* Petrography of Iwo Jima // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1948. Vol. 59. P. 1009-1018.
- Machado F.* The search for magma reservoirs // *Development in solid Earth geophysics*. Wash. (D.C), 1974. Vol. 6. P. 255-273.
- Mallik D.I.J.* Some petrological and structural variations in the New Hebrides // *The Western Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry*. Nedlands: West Austral. Univ. press, 1973. P. 195-212.
- Masuda A.* Lantanides in basalts of Japan with three distinct types // *Geochem. J.* 1966. Vol. 1. P. 11-26.
- Matsuhisa Y., Kurawawa H.* Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkaline volcanic rocks from central and western Japan arcs: Evaluation on contribution of crustal components to the magmas // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1983. Vol. 18. P. 483-510.
- Maxwell J.C.* What is the lithosphere? // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union.* 1984. Vol. 65. P. 321-325.
- McBirney A.R.* Conductivity variations and terrestrial heat flow distribution // *J. Geophys. Res.* 1963. Vol. 68. P. 6325-6329.
- McBirney A.R.* Some geologic constraints on mo-

- dels for magma generation in orogenic environments // *Canad. Miner.* 1976. Vol. 14. P. 245-254.
- McCulloch M.T., Compston W., Chivas A.* Neodimium, strontium, lead and oxygen isotopic and trace element constraints on magma genesis in the Banda island arc, Weter // *Abstr. of XXVII Intern. geol. congr. Moscow: Nauka*, 1984. Vol. 5. P. 344-345.
- McCulloch M.T., Perfitt M.R.* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian island arc magmas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 56. P. 167-179.
- McKenzie D.P., O'Nions R.K.* Mantle reservoirs and ocean island basalts // *Nature*. 1983. Vol. 301. P. 229-231.
- McLennan S.M., Taylor S.R.* Continental freeboard, sedimentation rates and growth of continental crust // *Ibid.* 1983. Vol. 306. P. 169-172.
- Meijer A.* Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana island-arc system // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87. P. 1358-1368.
- Meijer A., Reagan M., Ellis H.* et al. Chronology of volcanic events in the Eastern Philippine Sea // *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands.* Wash. (D.C.), 1983. Pt 2. P. 349-359. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 27).
- Melson W.G., Vallier T.L., Wright T.L.* et al. Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian Ocean sea-floor spreading centers // *The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin.* Wash. (D.C.), 1976. P. 351-368. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 19).
- Menzies M., Murthy V.R.* Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their alkali basalts: Implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 46. P. 324-334.
- Milliman J.D., Meade K.H.* World-wide delivery of river sediments to the oceans // *J. Geol.* 1983. Vol. 91. P. 1-21.
- Minster J.F., Richard L.P., Allegre C.J.* $^{87}\text{Rb}-^{86}\text{Sr}$ chronology of enstatite meteorites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 44. P. 420-440.
- Miyashiro A.* Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Island // *Medd. Dan. geol. foren.* 1967. Vol. 17. P. 390-446.
- Moore G.F., Silver E.A.* Collision processes in the northern Molucca Sea // *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands.* Wash. (D.C.), 1983. Pt 2. P. 360-372. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 27).
- Moore J.C., Watkins J.S.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): Gov. print. off., 1981. Vol. 66. 937 p.
- Morrice M.G., Jezek P.A., Gill J.B.* et al. An introduction to the Sangihe arc: Volcanism accompanying arc-arc collision in the Molucca Sea, Indonesia // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1983. Vol. 19. P. 135-165.
- Mrozowski C.L., Hayes D.E.* The evolution of the Parece Vela basin, eastern Philippine Sea // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 46. P. 49-67.
- Murase T., Kushiro I., Fujii T.* Compressional wave velocity in partially molten peridotite // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1977. Vol. 76. P. 414-416.
- Newman S., Macdougall J.D., Pinkel R.G.* $^{230}\text{Th}-^{238}\text{U}$ disequilibrium in island arcs: Evidence from the Aleutians and the Marianas // *Nature*. 1984. Vol. 308. P. 268-270.
- Nisbet E.G.* *The young Earth: An introduction to Archean geology.* Boston: Allen and Unwin, 1987. 402 p.
- Nohda S., Wasserburg G.J.* Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52. P. 264-276.
- Notsu K., Aramaki S., Oshima O.* et al. Two overlapping plates subducting beneath Central Japan as revealed by strontium isotope data // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1987. Vol. 32. P. 195-207.
- Ogawa Y.* Mineoka ophiolite belt in the Izu fore-arc area - Neogene accretion of oceanic and island arc assemblages on the northeast corner of the Philippine Sea plate // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions.* Tokyo: Terra sci. publ., 1982. P. 235-250.
- Ogawa Y., Naka J.* Emplacement of ophiolite rocks in forearc areas: Examples from Central Japan and Izu-Mariana-Yap island arc system // *Ophiolites and oceanic lithosphere.* L.: Blackwell, 1984. P. 291-301.
- Oliver J.* COCORP and the continental crust // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 83. P. 3329-3343.
- Oliver J., Isacks B.* Deep earthquakes zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere // *Ibid.* 1967. Vol. 72. P. 4259-4275.
- Paris J.P.* *Geologie de la Nouvelle-Caledonia: Un essai de synthese* // *Mem. Bur. rech. geol. et miner.* 1981. N 113. P. 1-125.
- Parrot J.F., Dugas F.* The disrupted ophiolite belt of the Southwest Pacific, evidence of an Eocene subduction zone // *Tectonophysics.* 1980. Vol. 66. P. 349-372.
- Parsons B., Sclater J.G.* An analysis of the variation of ocean-floor bathymetry and heat flow with age // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 803-827.
- Piepgrass D.J., Wasserburg G.J., Dash E.J.* The isotopic composition of Nd in different ocean masses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 45. P. 223-236.

- Pineau F., Javoy M., Hawkins J.W. et al.* Oxygen isotope variations in marginal basin and ocean ridge basalts // *Ibid.* 1976. Vol. 28. P. 299–307.
- Poreda R.* Helium-3 and deuterium in back-arc basalts: Lau Basin and the Mariana trough // *Ibid.* 1985. Vol. 73. P. 244–254.
- Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH 84–1 / Ed. K. Kobayashi. Tokyo: Univ. press, 1985. 305 p.
- Ramsay W.R.H.* Crustal strain phenomena in the Solomon Islands, constraints from field evidence, and relationship to the Indian-Pacific plates boundary // *Tectonophysics.* 1983. Vol. 87. P. 109–126.
- Reagan M.K., Meijer A.* Geology and geochemistry of early arc volcanic rocks from Guam // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1984. Vol. 95. P. 701–713.
- Sameshima T., Paris J.P., Black P.M. et al.* Clinostatite bearing lava from Nepoui, New Caledonia // *Amer. Miner.* 1983. Vol. 68. P. 1076–1082.
- Schilling J.-G.* Rare-earth variations across "normal segments" of the Reykjanes Ridge, 60°–55° N, Mid-Atlantic Ridge, 29°S, and East Pacific Rise, 2°–13°S, and evidence on the composition of the underlying low velocity layer // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80. P. 1459–1473.
- Schweller W.J., Karig D.E., Bachman S.B.* Original setting and emplacement history of the Zambales ophiolite, Luzon, Philippines, from stratigraphic evidence // The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands. Wash. (D.C.), 1983. Pt 2. P. 124–138. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 27).
- Seekins L.C., Teng T.L.* Lateral variations in the structure of the Philippine Sea plate // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 317–324.
- Sharaskin A. Ya.* Petrography and geochemistry of basement rocks from five DSDP Leg 60 sites // *Init. Rep. DSDP.* 1981. Vol. 60. P. 647–656.
- Sharaskin A. Ya., Bogdanov N.A., Zakariadze G.S.* Geochemistry and timing of the marginal basin and arc volcanism of the Philippine Sea // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1981. Vol. 300. P. 287–297.
- Sharaskin A. Ya., Dobretsov N.L., Sobolev N.V.* Marianites: the clinostatite bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblages of Mariana trench // *Ophiolites: Proc. Intern. ophiolite symp., Cyprus. Nicosia, 1980.* P. 473–479.
- Sharaskin A. Ya., Pustchin I.K., Zlobin S.K. et al.* Two ophiolite sequences from the basement of the northern Tonga arc // *Ophioliti.* 1983. Vol. 8, N 3. P. 411–430.
- Shaw D.W.* Trace element fractionation during anatexis // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1970. Vol. 34. P. 237–243.
- Shibata K., Adachi M., Mizutani S.* Precambrian rocks in the Permian conglomerate from Central Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1971. Vol. 77. P. 501–514.
- Shin T.-C.* Marine magnetic anomalies from the Western Philippine Sea: Implications for the evolution of marginal basins // The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands. Wash. (D.C.), 1980. P. 49–76. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 23).
- Shiono K., Mikuto T., Ishokama Y.* Tectonic of the Kyushu–Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes // *J. Phys. Earth.* 1980. Vol. 28. P. 17–43.
- Shiraki K., Kuroda N.* The boninite revisited // *J. Geogr. (Jap.).* 1977. Vol. 86. P. 34–50.
- Sitkin T., Siebert L., McClelland L. et al.* Volcanoes of the World. L.: Hutchison, 1981. 232 p.
- Socria Atmadja R., Sukomoto R.* Ophiolite rock association on Talud Islands, East Indonesia // *Bull. Geol. Res. Develop. Centre.* 1980. Vol. 1. P. 17–35.
- Steckler M.S., Watts A.B.* Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 41. P. 1–13.
- Sugimura A., Matsuda T., Chinzei K. et al.* Quantitative distribution of late Cenozoic volcanic materials in Japan // *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Ser. II.* 1963. Vol. 26. P. 125–140.
- Sun S.-S.* Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1980. Vol. 297. P. 409–445.
- Sun S.-S.* Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. Vol. 46. P. 179–192.
- Sun S.-S., Nesbitt R.W., Sharaskin A. Ya.* Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 44. P. 119–130.
- Tatsumi Y., Ishizaka K.* Magnesian andesite and basalt from Shodo-Shima Island, Southwest Japan, and their bearing on genesis of calc-alkaline andesites // *Lithos.* 1982. Vol. 15. P. 161–172.
- Taylor B., Hayes D.E.* Origin and history of the South China basin // The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands. Wash. (D.C.), 1983. Pt 2. P. 23–56. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 27).
- Tazaki K., Inomata M.* Picrite basalts and tholeiite basalts from Mineoka tectonic belt, Central Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1980. Vol. 86. P. 653–671.
- Tera F., Brown L., Morris J. et al.* Sediment incorporation in island-arc magmas: Inferences from ¹⁰Be // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1986. Vol. 50. P. 535–550.

- Toksöz M.N., Minear J.W., Julian B.R.** Temperature field and geophysical effect of a downgoing slab // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 1113–1138.
- Tsunakawa H.** K–Ar dating on volcanic rocks in the Bonin Islands and its tectonic implication // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 95. P. 221–232.
- Uyeda S., Ben-Avraham Z.** Origin and development of the Philippine Sea // *Nature*. 1972. Vol. 240. P. 176–178.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S.** Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap // *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Mem.* 1977. Vol. 26. P. 63–81.
- Volpe A.M., Hawkins J.W., Macdougall J.D.** Basaltic and andesitic glasses from Lau Basin: Chemical and isotopic composition // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union*. 1986. Vol. 67. P. 1253–1254.
- Volpe A.M., Macdougall J.D., Hawkins J.W.** Mariana trough basalts (MTB): Trace element and Sr–Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and Arc-like melts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 82. P. 241–254.
- Von Huene R.** Tectonic processes along the front of modern convergent margins: Research of the past decade // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1984. Vol. 12. P. 359–381.
- Von Huene R., Langseth M., Nasu M. et al.** A summary of Cenozoic tectonic history along IPOD Japan trench transect // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1982. Vol. 93. P. 829–846.
- Walker D.A., Cameron W.R.** Boninite primary magmas: Evidence from Cape Fogel Peninsula, Papua New Guinea // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1983. Vol. 83. P. 150–158.
- Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N.** Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific // Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. Wash. (D.C.): AGU, 1977. P. 137–161. (M. Ewing Ser.; Vol. 1).
- Watkins J.S., Moore J.C., Shipley T.H. et al.** Accretion, underplating, subduction and tectonic evolution, Middle America trench, Southern Mexico: Results from DSDP leg 66 // *Oceanol. acta*. 1981. N spec.: Colloq. CS. P. 213–224.
- Watson E.B., Ryerson F.J.** Rutile saturation in magmas: Implications for Nb–Ta–Ti depletion in orogenic magma // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union*. 1986. Vol. 67. P. 412.
- Watts A.B., Bodine J.H., Bowin C.O.** Geophysical atlas of East and Southeast Asian seas. Wash. (D.C.), 1978. (Geol. Soc. Amer. Map. Ser.; Mc-25).
- Watts A.B., Steckler M.S.** Subsidence and eustasy of the continental margin of the Eastern North America // *Deep drilling in the Atlantic Ocean. Wash. (D.C.)*, 1979. P. 218–2344. (M. Ewing Ser.; Vol. 3).
- Wedepohl K.H.** Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust // *Naturwissenschaften*. 1981. Bd. 68. S. 110–119.
- White W.M., Hofman A.W.** Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution // *Nature*. 1982. Vol. 296. P. 821–825.
- White W.M., Patchett J.** Hf–Nd–Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: Implications for magma origin and crust-mantle evolution // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 167–185.
- Wiriyosuyono S., Tyokrosapoetro S.** Ophiolites in Eastern Indonesia // III Conf. on geol. and miner. resour. of Southeast Asia. Bangkok, 1978. P. 641–651.
- Withford D.J., Jezek P.A.** Origin of Late Cenozoic lavas from Banda arc, Indonesia: Trace elements and Sr isotope evidence // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 68. P. 141–150.
- Withford D.J., Nichols I.A., Taylor S.R.** Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // *Ibid.* 1979. Vol. 70. P. 341–356.
- Wood C.P.** Petrology of igneous rocks associated with Early Cretaceous sediments, eastern Wairarapa // *N.Z. Geol. Surv. Bull.* 1984. Vol. 97. P. 77–86.
- Wood D.A., Joron J.-L., Marsh N.G. et al.** Major and trace elements variations in basalts from the North Philippine Sea drilled during Deep Sea Drilling Project leg 58: A comparative study of back-arc basalts with lava series from Japan and mid-ocean ridges // *Init. Rep. DSDP*. 1980. Vol. 58. P. 873–894.
- Worzel J.L.** Gravity investigations of the subduction zone // *The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margins*. Wash. (D.C.), 1976. P. 1–16. (AGU Monogr. Ser.; Vol. 19).
- Yajima T., Higuchi H., Nagasawa H.** Variations of rare earth elements concentrations in pigeonitic and hypersthenic rock series from Izu-Hakone region, Japan // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1972. Vol. 35. P. 235–243.
- Yoshii T.** A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan // *Tectonophysics*. 1979. Vol. 55. P. 349–360.
- Zindler A., Hart S.** Chemical geodynamics // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1986. Vol. 14. P. 493–571.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----------|
| Введение | 3 |
| Глава первая | |
| Геологический очерк Филиппинского моря | 5 |
| Глубинное строение плиты Филиппинского моря | 5 |
| Желоба и островные дуги восточного обрамления | 9 |
| Остаточные островные дуги | 14 |
| Интрадуговые бассейны | 17 |
| Структуры западного обрамления | 21 |
| Краткие выводы | 32 |
| Глава вторая | |
| Тектогенез в окраинных морях | 34 |
| Системы структур в окраинных морях | 34 |
| Спрединг в тылу островных дуг | 38 |
| Тектоническая природа глубоководных желобов | 40 |
| Тектонические процессы во фронтальной зоне островных дуг | 44 |
| Тектономагматические циклы в геологическом развитии окраинных морей | 46 |
| Офиолиты и тектоническая эволюция окраинных морей | 48 |
| Краткие выводы | 53 |
| Глава третья | |
| Базальтовый магматизм краевых океанических бассейнов | 54 |
| Спрединговые и постспрединговые этапы магматизма | 54 |
| Некоторые особенности развития краевых зон спрединга во времени и пространстве | 56 |
| Базальты второго сейсмического слоя коры в котловинах окраинных морей | 58 |
| Изотопные критерии генетического единства базальтов краевых котловин и ложа океана | 70 |
| Факторы петрохимических и геохимических неоднородностей толентового магматизма в зонах краевого спрединга | 76 |
| Краткие выводы | 80 |
| Глава четвертая | |
| Магматизм островных дуг западной окраины Тихого океана | 81 |
| Пространственные и временные вариации в развитии вулканических серий островных дуг | 81 |
| Петрохимическое разнообразие бонинитовых, толентовых и известково-щелочных серий вулканических пород | 87 |
| Геохимические критерии гетерогенности островодужных магм | 95 |
| Сравнительные особенности магматизма островных дуг и спрединговых зон | 99 |
| Характер и основные причины вариаций изотопных параметров в вулканических сериях островных дуг | 103 |
| Гипотезы и проблемы происхождения магматической активности островных дуг | 111 |
| Краткие выводы | 116 |

Глава пятая

| | |
|---|-----|
| Геологическое значение переходных зон от континентов к океанам | 118 |
| Структурно-вещественные модели земной коры | 118 |
| Гидросфера и планетарные неоднородности коры | 122 |
| Роль переходных зон в вещественном взаимодействии земных оболочек. | 125 |
| Гипотеза преобразования океанической коры в континентальную | 129 |
| Модель субдукции с геохимическими позициями | 131 |
| Краткие выводы | 137 |

Глава шестая

| | |
|---|-----|
| Геодинамические концепции и геохимическая структура мантии | 138 |
| Неоднородности состава современной мантии | 138 |
| Взаимосвязи в системе кора—мантия и происхождение мантийных неоднородностей | 141 |
| К проблеме геодинамических начал в тектонике плит. | 144 |
| Краткие выводы | 148 |
| General summary | 149 |
| Литература | 150 |

CONTENTS

| | |
|---|-----|
| Introduction | 3 |
| Chapter one | |
| Geology of the Philippine Sea | 5 |
| Deep structure of the Philippine Sea plate | 5 |
| Trenches and island arcs of the eastern margin | 9 |
| Remnant arcs | 14 |
| Interarc basins | 17 |
| Structures of the western margin | 21 |
| Brief summary | 32 |
| Chapter two | |
| Tectogenesis within the marginal seas | 34 |
| Structural systems of marginal seas | 34 |
| The back-arc spreading | 38 |
| Tectonics of deep-sea trenches | 40 |
| Tectonic processes in frontal arc zones | 44 |
| Tectono-magmatic cycles in the geologic history of marginal seas | 46 |
| Ophiolites and the tectonic evolution of marginal seas | 48 |
| Brief summary | 53 |
| Chapter three | |
| Basaltic magmatism of the back-arc basins | 54 |
| Spreading and postspreading magmatic stages | 54 |
| Some peculiarities of the back-arc spreading activity in space and time | 56 |
| Basalts from marginal basins crust | 58 |
| Isotopic criteria bearing on the origin of marginal basin basalts | 70 |
| Factors controlling compositional variations of marginal basin tholeiites | 76 |
| Brief summary | 80 |
| Chapter four | |
| Magmatism of the Western Pacific island arcs | 81 |
| Island arc volcanic series in space and time | 81 |
| Petrochemical varieties of boninite, tholeiite and calc-alkali series | 87 |
| Heterogeneity of the island arc magmas as indicated by geochemical data | 95 |
| Contrasting features of island arc and spreading centre magmatism | 99 |
| Processes responsible for variable isotopic characteristics of island arc volcanism | 103 |
| Problems and ideas on the origin of the island arc magmatic activity | 111 |
| Brief summary | 116 |

Chapter five

| | |
|--|-----|
| Geological significance of the transitional zones between continents and oceans | 118 |
| Global structure and composition of the Earth crust | 118 |
| Hydrosphere and crustal heterogeneities | 122 |
| Transitional zones as areas of interaction of geospheres | 125 |
| Hypothesis of the crustal growth and interaction | 129 |
| Subduction from geochemical point of view | 131 |
| Brief summary | 137 |

Chapter six

| | |
|--|-----|
| Geodynamic models and geochemical structure of the mantle | 138 |
| Heterogeneities of the present-day mantle | 138 |
| Crust-mantle interaction and the origin of various mantle reservoirs | 141 |
| On the problem of driving forces in plate tectonics | 144 |
| Brief summary | 148 |
| General summary | 149 |
| References | 150 |

Научное издание

Шараськин Анатолий Яковлевич

**ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ
В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМАМИ ЭВОЛЮЦИИ
КОРЫ И МАНТИИ**
Труды, вып. 472

*Утверждено к печати
Геологическим институтом
Российской академии наук*

Редактор Л.П. Шенна
Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Н.М. Бурова
Корректор Л.А. Агеева

**Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатющих автоматах**

ИБ № 49064

**Подписано к печати 31.03.92
Формат 70 X 100 1/16. Бумага типографская № 2
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 13,7. Усл.кр.-отт. 14,0. Уч.-изд.л. 15,4
Тираж 390 экз. Тип. зак. 2005**

**Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90**

**Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, С.-Петербург В-34, 9-я линия, 12**

